INFORME ESTRATIGRÁFICO-SEDIMENTOLÓGICO

CARTOGRAFÍA GEOLÓGICA A ESCALA 1:50.000 DE LAS HOJAS DEL MAPA TOPOGRÁFICO NACIONAL N^{OS} 686, 712, 736 Y 737 (MONTES DE TOLEDO)

686.- TURLEQUE

712.- MADRIDEJOS

736.- MALAGÓN

737.- VILLARRUBIA DE LOS OJOS

MADRID, Septiembre 2000

COMPAÑÍA GENERAL DE SONDEOS, S.A.

Han intervenido en la realización del presente informe:

ANTONIO HERNÁNDEZ SAMANIEGO (CGS)
JOSÉ IGNACIO RAMÍREZ MERINO (CGS)

Coordinación y Supervisión:

VITORIO MONTESERIN (ITGE)

INDICE

Págs.

1.- INTRODUCCIÓN **1**

1.1. SITUACIÓN GEOGRÁFICA 1

1.2. MARCO GEOLÓGICO 1

1.3. ANTECEDENTES 4

1.3.1. SOBRE LA ESTRATIGRAFÍA DEL CÁMBRICO Y ORDOVÍCICO 4

1.3.2. SOBRE LA ESTRATIGRAFÍA DEL CENOZOICO 8

1.4. METODOLOGÍA 10

2.- ESTRATIGRAFÍA **11**

2.1. CÁMBRICO 13

2.1.1. Areniscas del Azorejo 13

2.1.2. Tramo de Bando Lázaro 13

2.1.3. Calizas de Urda-Navalucillos 15

2.1.4. Alternancias de Urda y Areniscas de los Cortijos 19

2.1.5. Complejo volcano sedimentario 20

2.2. ORDOVÍCICO 21

2.2.1. "Formación de base" (serie púrpura) 21

2.2.2. "Cuarcita armoricana" 25

2.2.3. "Estratos de Pochico" - Capas de Marjaliza 27

2.2.4. "Pizarras río - p. de Navatrasierra" 28

2.2.5. "Areniscas de los Rasos y Pizarras Guindo" 30

2.2.6. "Cuarcitas botella" ("Cuarcitas de la Peña de la Cierva") 32

2.2.7. Pizarras de Cantera 35

2.3. TERCIARIO 36

2.3.1. Serie Ocre. Oligoceno-Mioceno 36

2.3.2. Neógeno de la Cuenca del Tajo 36

2.3.3. Neógeno de la Cuenca Manchega 43

3. DESCRIPCION DE FACIES. INTERPRETACION SEDIMENTOLOGICA 46

3.1. FACIES ARENOSAS Y CONGLOMERÁTICAS (A) 46
3.2. FACIES ARENOSAS CON INTERCALACIONES PELÍTICAS (B) 46
3.3. FACIES ARENOSO-PELITICAS DEL GRUPO DE LAS TURBIDITAS (C) 47
3.4. FACIES PELÍTICAS (D) 48
3.5. FACIES CARBONATADAS (E) 48
3.6. FACIES VULCANO-SEDIMENTARIAS (F) 49

1.- INTRODUCCIÓN

1.1. SITUACIÓN GEOGRÁFICA

El área de estudio comprende las hojas a escala 1:50.000 nos. 19-27 (Turleque, 686), 19-28 (Madridejos, 712), 19-29 (Villarubia de los Ojos, 737) y 18-29 (Malagón, 736). Se encuentra situada en la parte más oriental de los Montes de Toledo, extendiendose por el NE hacia la depresión del Tajo y por el Sur hacia la Llanura Manchega (Fig. 1).

Administrativamente forma parte de la Comunidad Autónoma de Castilla-La Mancha, comprendiendo parte de las provincias de Toledo y Ciudad Real.

La fisiografía del área de estudio se caracteriza por un predominio de sierras y "montes-isla" en su parte central con zonas marginales de relieve muy suave. Entre las zonas elevadas destacan la Sierra de Los Yébenes, Sierra de La Dehesa, Sierra del Reventón y las Sierras de La Calderina y de El Pocito, que se articulan en varias sierras menores o alineaciones como la Sierra de La Velasca, Sierra de La Fuenluenga, Sierra de Malagón, Sierra de Piedras Blancas, Sierra Morrones, Sierra de La Cueva. La cota máxima se sitúa en el vértice La Calderina (1.209 m).

La red hidrográfica de la Hoja se halla en el dominio de las cuencas hidrográficas del Tajo y del Guadiana, con una divisoria de aguas poco marcada. La segunda, en la mitad Sur, es la de mayor extensión. El tributario más importante del Río Tajo es el Río Algodor. Como tributarios del Guadiana se encuentran el Río Cigüela y el Río Bullaque. Este último cauce se encuentra regulado por el embalse de Gasset.

1.2.- MARCO GEOLÓGICO

El área de estudio se localiza en el límite oriental del Macizo Hespérico, extendiendose parcialmente a la parte más meridional de la Depresión del Tajo y a la parte más septentrional de la Depresión Manchega. Los materiales premesozoicos se incluyen en la Zona

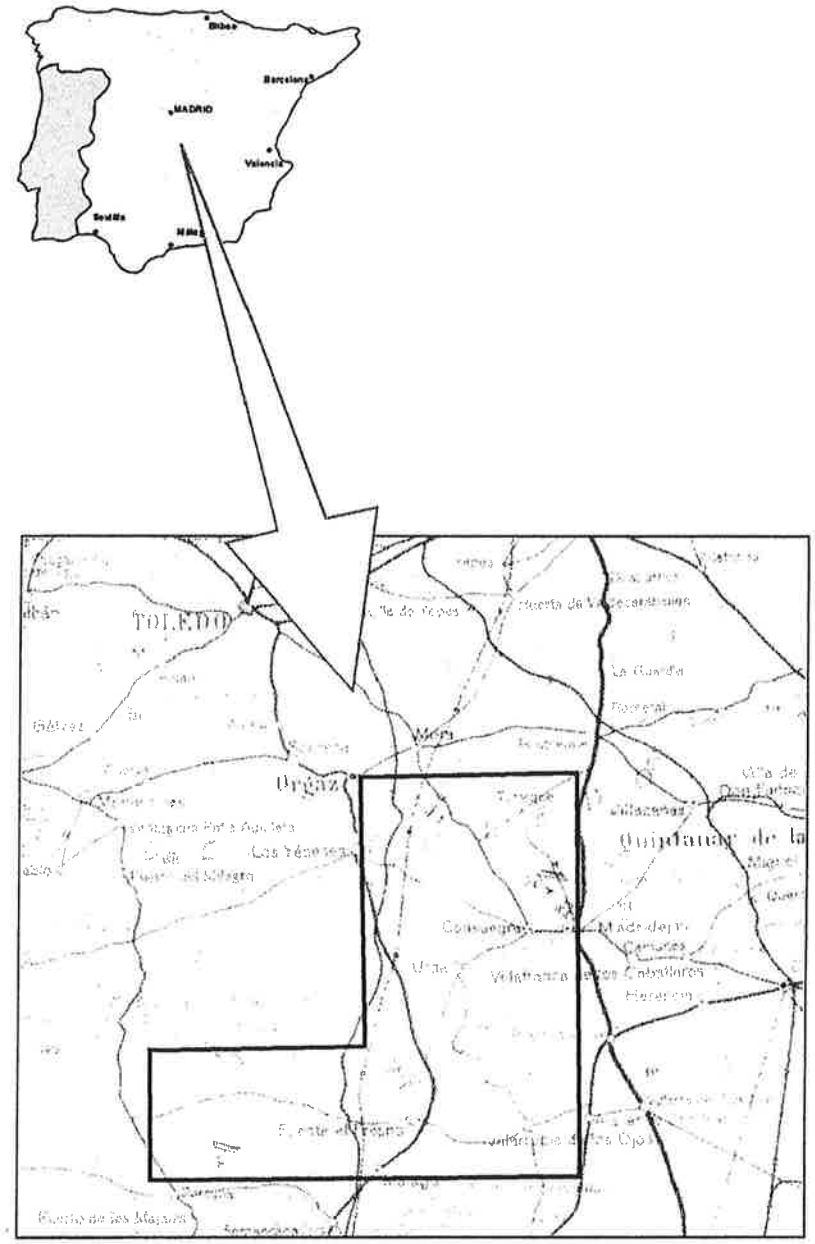


FIG.1.- LOCALIZACIÓN GEOGRÁFICA DEL ÁREA DE ESTUDIO

Centro-Ibérica (ZCI), según el esquema geoestructural inicialmente propuesto por JULIVERT et al. (1972) y parcialmente modificado por distintos autores con posterioridad. Desde el punto de vista estrictamente estructural, los afloramientos hercínicos se sitúan en el sector NE del Dominio de Pliegues Verticales de la ZCI definido por DIEZ BALDA et al. (1990).

Los principales rasgos geológicos del área de estudio están determinados por los afloramientos de un sustrato paleozoico, que comprende metasedimentos que abarcan desde el Cámbrico inferior al Ordovícico, deformados en la Orogenia Hercínica; y de manera más restringida, granitoides del Complejo Plutónico de Mora-Galvéz (Fig.2). En sectores del Norte y Sur del área de estudio, se hallan extensiones importantes de los sedimentos continentales de la cobertera neógena de la Depresión del Tajo y la Depresión Manchega, respectivamente.

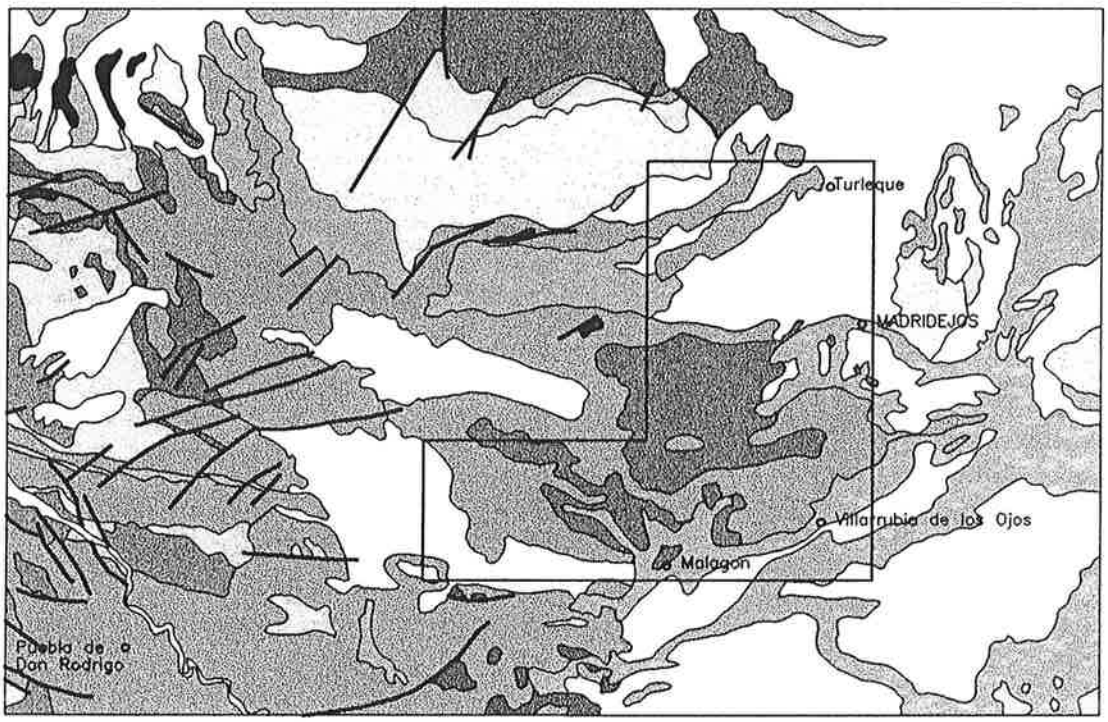
1.3. ANTECEDENTES

Existen amplios antecedentes bibliográficos sobre el área de estudio. Tanto la región del Macizo Hespérico en la que se localiza esta, como las unidades litoestratigráficas que en ella afloran, han sido objeto de numerosos trabajos, tesis doctorales y publicaciones de índole estratigráfica y/o estructural, sedimentológica, paleontológica y geomorfológica.

Hay que señalar por su gran interés, por los datos relativos a esos aspectos así como por la información cartográfica aportada, las hojas geológicas MAGNA realizadas por el ITGE en el entorno del área de estudio, algunas de las cuales se encuentran ya publicadas.

1.3.1. SOBRE LA ESTRATIGRAFÍA DEL CÁMBRICO Y ORDOVÍCICO

Los antecedentes de relevancia para el estudio se inician con el trabajo de CASIANO DEL PRADO (1855) quien encuentra importante material paleontológico en la sucesión cámbrica del área, estudiado posteriormente por VERNUIL y BARRANDE (1856). HERNÁNDEZ-PACHECO (1912) describe y diferencia los materiales cámbricos y ordo-



ESCALA 1:1.000.000

CUATERNARIO

Conglomerados, gravas, arenas, limos y arcillas (Pleistoceno–Holoceno)

TERCIARIO

Conglomerados, areniscas, arcillas, calizas y/o yesos (Mioceno inferior–Plioceno)

MESOZOICO

Dolomias y calizas (Jurasico)

Arcillas y yesos (Keuper) (Triasico)

PALEOZOICO

Ampelitas, cuarcitas, liditas y rocas volcanoclasticas (Silurico)

Conglomerados, pizarras, areniscas y cuarcitas (Ordovicico)

a) Areniscas, pizarras y calizas (Cambrico)
b) Pizarras, areniscas o arcosas, conglomerados y calizas (Cambrico)

PROTEROZOICO

Pizarras, grauvacas, conglomerados y porfiroides (Rifeense–Vendiense)

ROCAS IGNEAS

ROCAS VOLCANICAS

Basaltos alcalinos (Plioceno–Holoceno)

GRANITOIDES HERCINICOS

Granitoides biotiticos

Granitoides de dos micas

Granitoides anatecticos

Fallas

Fig. 2.– Esquema geológico regional del área de estudio

vícicos en el área, y correlaciona los afloramientos calcáreos de Urda con las calizas con Arqueociátidos de Sierra Morena. KINDELÁN (1952) realizó la cartografía de la hoja 1:50.000 de Turleque (686). El mismo autor (KINDELÁN, 1955) publicó una nota sobre el Ordovícico de los Montes de Toledo. RAMÍREZ (1955) estudió el límite Cámbrico-Ordovícico en los Montes de Toledo occidentales. Sin embargo, no es hasta el trabajo de LOTZE (1961), basado en una serie de estudios y tesis llevados a cabo por autores alemanes (MACHENS, 1955; MERTEN, 1955; WEGGEN, 1955, 1956) en los Montes de Toledo durante la época de los 50 (véase WALTER et al., 1977), cuando no se establece una sucesión cámbrica coherente. LOTZE (1961) en la sucesión cambro-ordovícica identifica tres conjuntos separados por contactos de naturaleza discordante, lo que le lleva a considerar la existencia de las fases Toledánica (discordancia entre el conjunto inferior de edad Cámbrico inferior y las "capas intermedias") y la Ibérica (discordancia entre las "capas intermedias" y la "Cuarcita Armoricana"). En su estudio geológico del macizo cristalino de Toledo, APARICIO (1971) estudió lo que denomina "Serie Verde" (un conjunto formado mayoritariamente por pizarras, además de calizas, dolomías, esquistos calcáreos y conglomerados; que aflora al Sur de ese macizo), a la que asignó una edad Cámbrico Medio-Superior. Este autor identifica una discordancia en el techo de esa serie, sobre la que se apoya una sucesión constituida fundamentalmente por conglomerados silíceos a la base, pizarras y cuarcitas, a la que considera una serie continua que abarca desde el Cámbrico Superior al Tremadoc, y sobre la que se dispone, en contacto normal, la "Cuarcita Armoricana". MARTÍN ESCORZA (1975, 1976, 1977), realizó un amplio trabajo sobre la estratigrafía de las series paleozoicas en el área de estudio. Este autor identificó una unidad basal que consideró equivalente a las "Capas de Transición" de edad Precámbrico-Cámbrico definidas por LOTZE (1961) en los Montes de Toledo occidentales. En completa continuidad con esta unidad se dispone la serie del Cámbrico inferior donde se intercalan las capas carbonatadas con Arqueociátidos. Sobre esta serie y debajo del conglomerado cuarcítico basal y las "Alternancias Inferiores" ordovícicas, y en discordancia con ambas, se sitúa un conjunto volcano-sedimentario al que MARTÍN ESCORZA (1975, 1976) asignó una edad de Cámbrico superior por comparación.

Con posterioridad a esos trabajos, se sucede una serie importantes aportaciones al conocimiento estratigráfico y paleontológico del los materiales cámbricos y ordovícicos en el

área de estudio y en otros sectores de los Montes de Toledo, entre los que hay que destacar, GIL CID (1970, 1972A, 1972B, 1981, 1988), MARTÍN ESCORZA y PEREJÓN (1972), SAN JOSÉ et al. (1974), MORENO (1974, 1977), MORENO et al. (1976), GIL CID et al. (1976), BRASIER et al. (1979); GIL CID y JAGO (1989).

SAN JOSÉ (1984) describió la sucesión preordovícica en el Anticlinal de Navalpino, la cual divide en tres grupos separados por discordancias; en el superior (al que denomina Grupo Pusiense) formado por el "Nivel de Fuentes" y las "Pizarras del Pusa", se localiza el límite Precámbrico (Vendiense terminal)-Cámbrico basal. Posteriormente, ÁLVAREZ-NAVA et al. (1988) incluyeron esas unidades en el Grupo Valdelacasa, formado por esas dos unidades además de las formaciones "Areniscas del Azorejo" y "Calizas de Navalucillos" que se encuentra a techo del grupo, al cual se asignó una edad Cámbrico Inferior (NOZAL y MARTÍN SERRANO, 1989).

PORTERO y colaboradores (en ITGE, 1988a y b, 1989), durante la realización de las hojas MAGNA de Ciudad Real (18-31), Daimiel (19-30) y Piedrabuena (18-30) llevaron a cabo, entre otros, estudios estratigráficos y sedimentológicos de las series paleozoicas. PORTERO y DABRIO (1988) realizaron un análisis sedimentológico de los materiales ordovícico-silúricos del sector de Montes de Toledo meridionales y Campo de Calatrava, definiendo la evolución tectosedimentaria de la sucesión ordovícica.

Entre los trabajos de mayor interés estratigráfico, paleontológico y sedimentológico llevados a cabo en otros sectores de la ZCI meridional, hay que considerar los trabajos de HENKE (1926), BUTENWEG (1968) y TAMAIN (1972) en Sierra Morena oriental, REDLIN (1956) en el Valle de Alcudia; RICHTER (1967) en el Ordovícico de la Sierra de San Andrés; BOUYX (1970), quien define la "Formación de Base" ordovícica en la Sierra de Mestanza; ALMELA et al. (1962) y SAUPE (1971) quienes estudian los materiales ordovícicos en Almadén. De carácter más general, como síntesis de la estratigrafía de las series paleozoicas, destacan los trabajos de ZAMARREÑO (1983) para la sucesión cámbrica; y JULIVERT y TRUYOLS (1983) para la sucesión ordovícica. Muy interesantes por la visión de conjunto que ofrecen , son los trabajos de correlación y síntesis de datos bioestratigráficos de SDZUY (1971a,b), HAMMANN et al. (1982), LIÑAN et al.

(1984) GUTIÉRREZ MARCO et al. (1984), PEREJÓN (1984), RÁBANO (1984), GUTIÉRREZ MARCO (1986). BRENCHLEY et al. (1986), caracterizan las facies proximales y distales de las "Areniscas de los Rasos", estudiando su distribución espacial en la plataforma centroibérica. Más recientemente, SAN JOSÉ et al. (1990) han publicado una síntesis de la estratigrafía ante-ordovícica en la parte meridional de la ZCI, donde se identifican episodios tectonosedimentarios y ciclos sedimentarios, y donde el "conjunto volcanosedimentario" de MARTÍN ESCORZA (1976, 1977) se adscribe a la evolución ordovícica. En el mismo volumen, GUTIÉRREZ MARCO et al. (1990) presentan el estado de los conocimientos sobre la estratigrafía del Ordovícico en la ZCI, analizando la evolución tectonosedimentaria. SAN JOSÉ et al. (1992) realizan una nueva síntesis sobre el Paleozoico inferior de la Zona Centroibérica meridional. Más recientemente, LIÑÁN y GÁMEZ VINTANED (1993) han sugerido un esquema paleogeográfico para el Cámbrico inferior en Iberia, y LIÑAN et al. (1993) han revisado las etapas y estratotipos del Cámbrico Inf.-Medio en la Península Ibérica.

1.3.2. SOBRE LA ESTRATIGRAFÍA DEL CENOZOICO

Son abundantes los antecedentes bibliográficos existentes sobre el Neógeno de la cuenca del Tajo o cuenca de Madrid, desde el trabajo de PRADO (1864) hasta los más recientes (p.e. CALVO et al.,1996; DE VICENTE et al., 1996). Aparte de las memorias de numerosas hojas MAGNA, entre los trabajos más significativos hay que citar: el trabajo de RIBA (1957), quien propuso en modelo deposicional basado en los cambios laterales de facies; ALÍA et al. (1973) señalaron la existencia de cinco superficies de erosión en la secuencia sedimentaria del sector de Ocaña. MARTÍN ESCORZA (1976) señaló la presencia de al menos seis discordancias erosivas de posible origen tectónico; en el trabajo de AGUIRRE et al. (1976) se datan las tres primeras discontinuidades asignandolas a las fases tectónicas que denominan Castellana, Neocastellana, e Intravallesiense; ORDOÑEZ, S. et al (1977), describen las facies terrígenas del área de Toledo, estructuradas en bancos gruesos, silicificadas y las comparan con los niveles inferiores del Paleógeno del borde NO, de la cuenca, que habían sido considerados hasta entonces como del Cretácico; ORDOÑEZ et al. (1982) estudiaron los carbonatos fluviales pliocenos de la Mesa de Ocaña; Con MEGIAS, A. G. et al (1982-83) se abre una nueva vía de estudio del relleno de la

Cuenca de Madrid, diferenciando cinco unidades tectosedimentarias (U.T.S.), denominadas: U. Salina, U. Detrítico yesífera y U. Fluviolacustre (dividida a su vez en inferior, media y superior). En esta línea siguen los trabajos realizados en la cuenca por ENUSA (1984) que han permitido separar los sedimentos neógenos en cuatro Megasecuencias, con características litológicas similares entre si, que quedan representadas cada una de ellas,en la base, por la progradación de los sistemas detríticos desde los bordes hacia el centro de la cuenca, y a techo por la expansión de los sedimentos de origen químico, dándose un tránsito en unos tipos de facies y otros; ALBERDI et al. (1984) consideraron tres grandes unidades litoestratigráficas separadas por sendas discontinuidades; en los trabajos de JUNCO y CALVO (1983), y PORTERO y OLIVE (1983) se hace una síntesis del estado de conocimiento sobre la Cuenca de Madrid; JUNCO, F. y CALVO, J.P. (1985) realizan una síntesis sobre los materiales neógenos de la Cuenca de Madrid en la que diferencian tres megasecuencias sedimentarias, cada una de ellas con polaridad positiva, separadas por una discontinuidad o ruptura sedimentaria. Estas serian, la Unidad inferior (hasta el Aragoniense medio) la Unidad intermedia (hasta el Aragoniense superior) y la Unidad superior (Vallesiense); QUEROL (1989) publicó una síntesis de datos (geofisicos y de sondeos) sobre el subsuelo de la Cuenca, CALVO et al., (1990) realizaron un trabajo de síntesis sobre la estratigrafía y sedimentología del Neógeno de la Cuenca; CAÑAVERAS, J.C. et al (1991), diferencian dentro de la Unidad Intermedia, dos secuencias deposicionales separadas por una ruptura intra-Aragoniense superior. A techo de la segunda hay un predominio de carbonatos de agua dulce que corresponden a un sistema lacustre carbonatado producto de la somerización y máxima expansión de los sistemas lacustres-palustres. También hacen un análisis morfológico y sedimentológico del karst asociado al tramo carbonatado del techo de la U. Intermedia; en CALVO, J.P. et al (1993) se realiza una síntesis del Neógeno continental español, con un esquema de correlación general de las sucesiones neógenas, con las rupturas mayores, así como con las tendencias paleoclimáticas que han permitido contrastar cambios climáticos durante esta etapa; recientemente, DE VICENTE et al. (1996a) presentan una revisión de la evolución tectono-sedimentaria durante el Neógeno.

Con relación a la cobertera cenozoica en la Llanura Manchega y Campos de Calatrava es a partir de los trabajos de MOLINA et al. (1972) y MOLINA (1974 y 1975), cuando se

obtiene una visión coherente de la estratigrafía de estos materiales en el sector de Campos de Calatrava. PEREZ GONZÁLEZ (1981) aporta más datos estratigráficos y paleontólogicos de la sucesión en la Llanura Manchega. HOYOS et al. (1984) estudian las características geológicas del yacimiento de Las Higueruelas. ALBERDI et al. (1984) actualizan la paleontología y bioestratigrafía de este yacimiento.

PORTERO y colaboradores (en ITGE, 1988a y b, 1989), durante la realización de la cartografía de las hojas MAGNA de Ciudad Real (18-31), Daimiel (19-30), Piedrabuena (18-30) aportan nuevos datos sobre la estratigrafía de los sedimentos neógenos y cuaternarios de la región.

Desde un punto de vista más general hay que destacar la síntesis publicada CALVO et al., (1993) sobre del Neógeno continental español y su interpretación paleoclimática.

1.4. METODOLOGÍA

El punto de partida de este informe es el levantamiento de **columnas estratigráficas-sedimentológicas**, realizadas, preferentemente, dentro del ámbito de las hojas del Proyecto.

Las columnas de detalle se han realizado a la escala adecuada a la potencia de las mismas, acompañadas de secuencias tipo y de dibujos de detalle, cuando la escala no permitía representarlas en la columna. Asimismo, se han representado las estructuras sedimentarias, datos de paleocorrientes, etc. que permitan una interpretación más completa de los procesos y ambientes que tuvieron lugar durante la sedimentación de estos materiales.

De las mismas, así como del estudio comparativo de unas con otras, se han podido determinar los datos que figuran en el presente informe y que en el estado actual del proyecto se consideran provisionales:

- Descripción de las facies de campo.

- Agrupación de las mismas en secuencias de uno o varios miembros, generalmente limitados por superficies netas.

- Inclusión en las secuencias obtenidas de datos de paleocorrientes, paleoecología de la fauna o microflora, composición litológica, mineralógica, etc.

- Determinación de la geometría tridimensional de los cuerpos sedimentarios.

- Determinación de las variaciones laterales de las secuencias.

- Interpretación del medio de depósito y procesos generativos de las secuencias, por comparación con modelos actuales o modelos fósiles bien descritos.

- Asociación de las secuencias en ciclos más complejos: secuencias deposicionales, unidades tectosedimentarias, etc, relacionando las mismas con la actividad eustática, tectónica y climatología.

En el ámbito de las 4 hojas se han levantado 28 columnas estratigráficas de detalle. Fig. 3.

2. ESTRATIGRAFÍA

Los sedimentos aflorantes corresponden, de muro a techo, al Cámbrico, Ordovícico, Mioceno, Plioceno y Cuaternario.

La columna estratigráfica tipo, con la subdivisión en unidades litoestratigráficas del Paleozoico, está representada en la Figura 4.

FIG. 3.– ESQUEMA DE SITUACIÓN DE COLUMNAS DEL PALEOZOICO

ESCALA 1:200.000

MALAGON–736

05-SIERRA DE LA RABERA

01-SIERRA DE ALGODOR

02-SRRA. CARBONERA-
-SRRA. LARGA

ALESONAS

-ZURITA

TURLEQUE-686

10-SIERRA CABEZUELA

05-CASTILLO DE LAS GUADALERZAS

06-CASTILLO DE
CONSUEGRA

AS PEDRERAS

09-EL POZUELO

08-PUERTO DE MORA

'ALLE
BAJO

02-URDA OESTE

07-URDA

MADRIDEJOS-712

07-CERRO
DEL VASTO

02-LOS CERRAJONES

01-FRESNOGORDO

05-VALLE DE ALLOZAR

04-ERMITA DE LA
VIRGEN DE LA FE

08-CASA DE LA BICHA

03-LOS RAYADOS

06-EL BARRACÓN

VILLARRUBIA DE LOS OJOS-737

2.1. CÁMBRICO

2.1.1. Areniscas del Azorejo

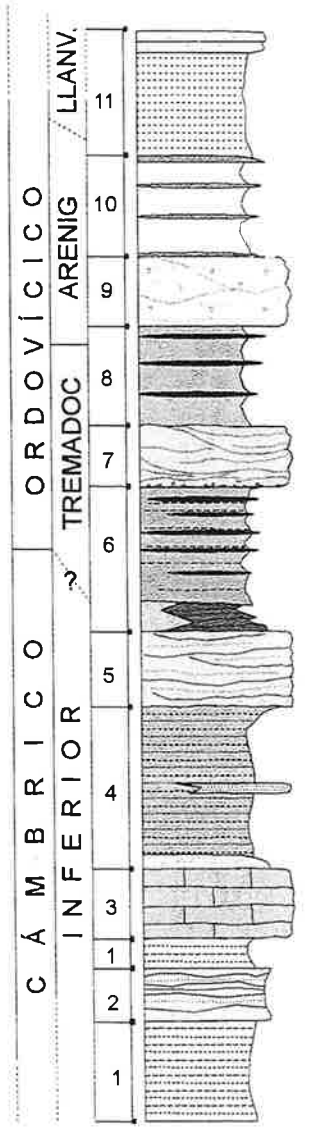
El tramo cartográfico más antiguo que aflora en el sector de los Montes de Toledo estudiado en las cuatro hojas del Proyecto, corresponde a las "**Areniscas del Azorejo**". Aunque M. Escorza cita dos tramos, "Capas calco margosas intercaladas" y "Serie de las Chamaradas" y estas últimas las hace, en parte, equivalentes a A. del Azorejo, se ha podido comprobar durante la realización de las cartografías, que estas facies están situadas por encima de las "Calizas de Navalucillos". Por tanto, en este informe haremos referencia únicamente a los tramos que figuran en la columna estratigráfica de la Figura 4.

De las Areniscas del Azorejo, solamente afloran los últimos metros del techo, en la hoja de Malagón (736) y no se ha podido estudiar en una columna de detalle. Están constituidas por areniscas cuarcíticas grises en paquetes decimétricos, a veces de aspecto tableado, alternando con niveles de pizarras grises. Hacia el techo pasan a bancos métricos y decimétricos de cuarcitas blancas y grises.

Se les asigna una edad Cámbrico Inferior (Cordubiense-Ovetiense inferior, veáse SAN JOSÉ et al., 1992 y referencias allí citadas), donde se han descrito señales atribuibles a *Monomorphichnus*, *Cruziana-Rusophycus*, *Scolicia*, *Planolites*, *Gordia*, *Diplocraterion*, *Monocraterion*, *Skolithos*, *Astropolithon*, *Plagiogmus*, *Psammichnites* y *Allocotichnus?*.

2.1.2. Tramo de Bando Lázaro

Por encima del tramo anterior, que da un ligero resalte morfológico y hasta el que constituye los relieves más importantes dentro de la serie cámbrica, que son las "Calizas de Navalucillos-Urda", se encuentra un tramo generalmente cubierto por materiales cuaternarios, que corresponde al "Tramo de Bandolázaro", con afloramientos parciales de esquistos negruzcos, de aspectos bituminoso, con capas centimétricas de areniscas y areniscas cuarcíticas, dolomías marrones, por lo general en capas menores de 0,5 m, aunque algunos bancos alcanzan 1 m de potencia, que terminan en un paquete potente de calizas



11 PIZARRAS RÍO / PIZARRAS DE NAVATRASIERRA (tramo inferior)

10 ESTRATOS POCHICO / CAPAS DE MARJALIZA

9 CUARCITA ARMORICANA

8 } SERIE PÚRPURA
7 }

6 COMPLEJO VULCANO - SEDIMENTARIO Y/O SERIE DE VALDEHIERRO

5 FORMACIÓN. CORTIJOS

4 ALTERNANCIAS DE URDA. FORMACIÓN SOLERAS

3 CALIZAS DE NAVALUCILLOS / URDA

2 ARENISCAS DEL AZOREJO

1 PIZARRAS DE PUSA

FIGURA Nº 4.- COLUMNA SINTÉTICA Y TRAMOS CARTOGRÁFICOS DEL ÁREA DE ESTUDIO

dolomíticas y dolomías que nos marcan el tránsito a las "Calizas de Navalucillos". La potencia total no debe exceder los 100 m. Como la unidad anterior, solamente se la ha encontrado aflorando en la hoja de Malagón (736), donde ha sido reconocida en la columna 04.- Colmenar de Majín. Fig. 5.

2.1.3. Calizas de Urda-Navalucillos

A techo de la unidad anterior aparece una sucesión formada por niveles de calizas con algunas intercalaciones de areniscas y lutitas denominada por MARTÍN ESCORZA (1976, 1977) "Formación carbonatada" ("Serie de Los Campillos", "Serie del Cruce", "Caliza de Los Rayados", etc.) Equivalente a la "Caliza de Los Navalucillos" con fauna de Arquociátidos de las Biozonas VI y VII que indican una edad de Cámbrico inferior (Ovetiense superior alto, en el límite con el Marianiense, SAN JOSÉ et al., 1992 y referencias allí citadas).

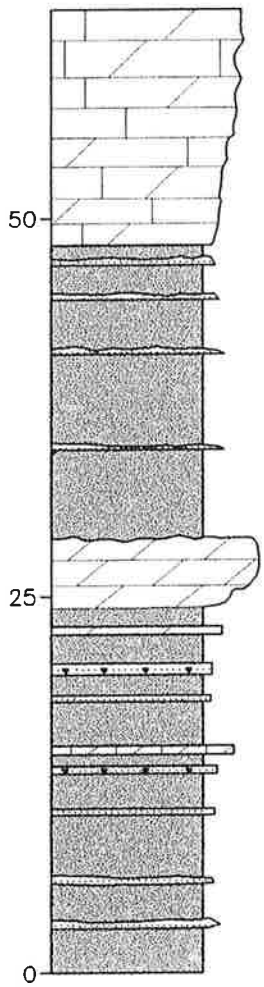
Está compuesta mayoritariamente por calizas grises o marrones, por lo general recristalizadas, en bancos gruesos de aspecto masivo, ferruginosas y localmente silicificadas; en algunos puntos se han encontrado calizas dolomíticas y dolomías, generalmente estromatolíticas todas ellas alternando calcoesquistos y pizarras grises (muy micáceas, con moscovita y biotitas detríticas), limolitas calcáreas y areniscas (grauvacas fesdepáticas).

Para este sector de los Montes de Toledo se estima una potencia de 200 m para esta unidad. Ha sido reconocida con cierto detalle en las columnas estratigráficas (Fig. 6).

06.- Castillo de Consuegra (H. de Madridejos 712)
05.- La Castellana (H. de Malagón 736)
03.- Los Rayados (H. de V. de los Ojos 737)

En la hoja de Turleque no afloran

HOJA DE MALAGÓN (736)

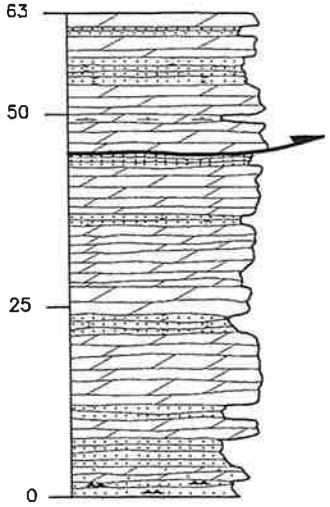


04 – COLMENAR DE MAJÍN

ESCALA 1:500

FIG. 5.– COLUMNA DEL TRAMO DE BANDOLÁZARO

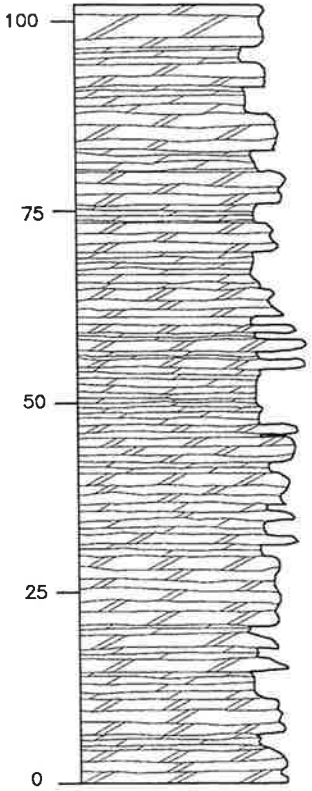
HOJA DE MALAGÓN (736)



05 – LA CASTELLANA

ESCALA 1:1.000

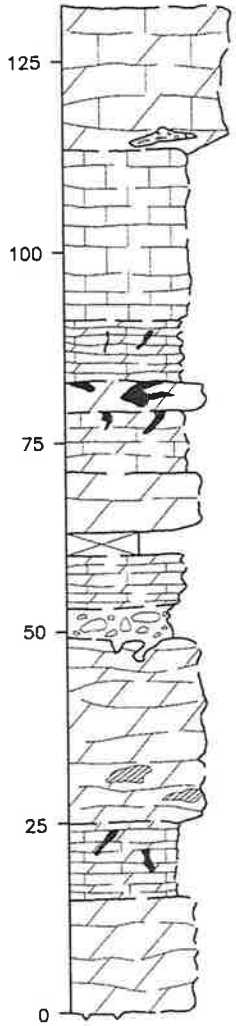
HOJA DE VILLARRUBIA DE LOS OJOS (737)



03 – LOS RAYADOS

ESCALA 1:1.000

HOJA DE MADRIDEJOS (712)

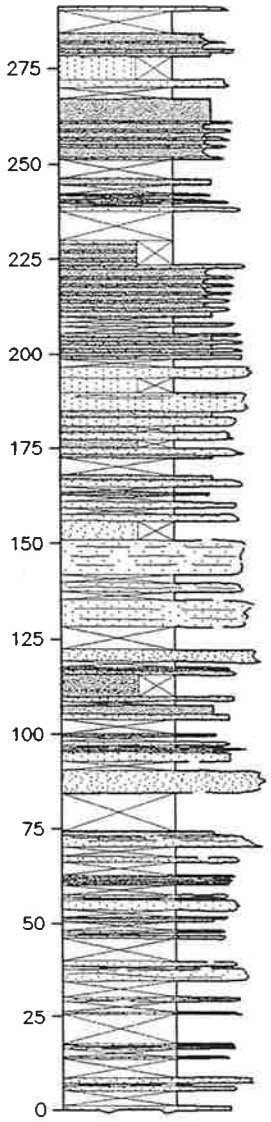


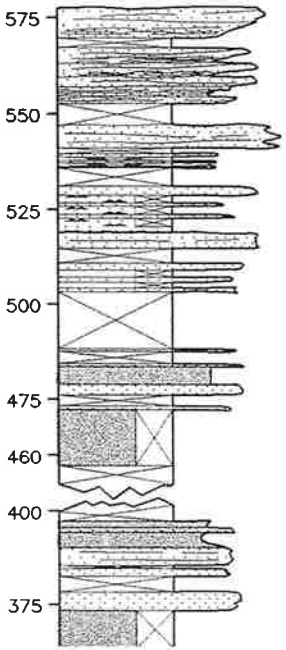
06 – CASTILLO DE CONSUEGRA

ESCALA 1:1.000

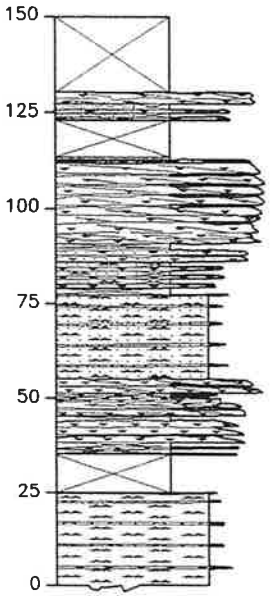
FIG. 6.– COLUMNAS DE LAS CALIZAS DE NAVALUCILLOS – URDA

HOJA DE MALAGÓN (736)



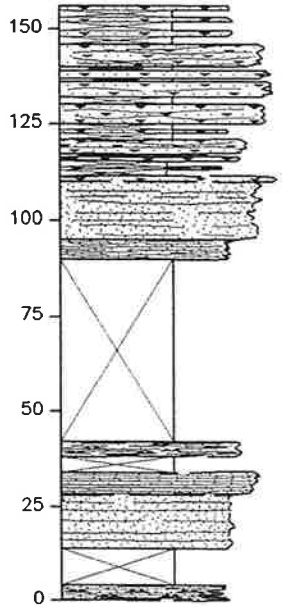


HOJA DE MADRIDEJOS (712)



08 – PUERTO DE MORA

HOJA DE TURLEQUE (686)

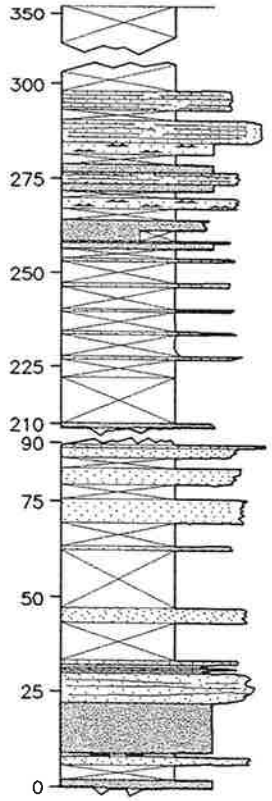


02 – CARBONERA SIERRA LARGA

ESCALA 1:2.000

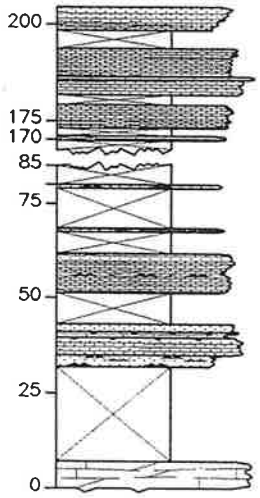
01 – CORTIJO DE ABAJO

ESCALA 1:2.000



02 – CORTIJOS DE ARRIBA

ESCALA 1:2.000



07 – URDA

ESCALA 1:2.000

FIG. 7.– COLUMNAS DE LAS ALTERNANCIAS DE URDA Y ARENISCAS DE LOS CORTIJOS

2.1.4. Alternancias de Urda y Areniscas de los Cortijos

Sobre la formación carbonatada anterior se dispone un tramo de unos 200 m conocido como "Alternancias de Urda" (M. Escorza, 1971), constituido por unas areniscas de grano fino y limolitas arenosas y pizarras, de tonos grises y verdosos, de aspecto masivo, solo localmente de aspecto laminado, con cuerpos intercalados de areniscas de grano medio, equivalente a las superiores (Areniscas de Los Cortijos), así como, sobre todo a techo de la unidad, rocas volcánicas ácidas.

En la parte superior de este tramo y en cambio lateral de facies, se dispone una sucesión detrítica, "Areniscas de los Cortijos", (Areniscas de Ellipsocephalus de CASIANO DE PRADO 1855), de unos 150 m de potencia media, constituida por areniscas grises y ocre-amarillentas (arcosas y subarcosas), de grano fino y medio, de aspecto masivo y en bancos de orden métrico , en las que se intercalan cuerpos limolíticos o pizarrosos de escasa potencia.

Estas dos unidades estratigráficas "Alternancias de Urda" y "Areniscas de los Cortijos" han sido estudiadas en las columnas (Fig. 7).

02.- Carbonera-Srra. Larga (H. de Turleque 686)
07.- Urda (H. de Madridejos 712)
02.- Urda-oeste (H. de Madridejos 712)
08.- Puerto de Mora (H. de Madridejos 712)
02.- Cortijo de Arriba (H. de Malagón 736)
01.- Cortijo de Abajo (H. de Malangón 736)

Determinados horizontes son lumaquélicos, con concentración de bioclastos de trilobites. Estos niveles muestran una marcada selección: cefalones concentrados en unos niveles y cranidios y librigenas en otros. Durante la cartografía se han recogido los siguientes ejemplares: *Kingaspis velatus, Realaspis strenoides, Pseudolenus weggeni, Pseudolenus glaber, Lusatiops cf. Ribotanus, Latoucheia sp.* Por otra parte, GIL CID (1981) cita la

presencia del monoplacóforo *Proplina yochelsoni n. Sp.* Todos estos fósiles son característicos del Bilbiliense basal.

2.1.5. Complejo volcano sedimentario

En discordancia, al menos erosiva (MARTÍN ESCORZA, 1975, 1976) sobre estos materiales se dispone una sucesión denominada por ese autor "Complejo Volcánico-sedimentario" donde predominan las rocas volcánicas de carácter ácido a muro, y separados por una discordancia erosiva, areniscas y cuarcitas denominado por ese autor "depósitos de facies mixtas". A la base de la sucesión, y directamente sobre la discordancia, pueden aparecer niveles métricos de brechas conglomeráticas. Los materiales volcánicos son fundamentalmente brechas, tobas y cuerpos masivos de composición riolítica. Los niveles brechoides pueden incluir fragmentos angulosos de las rocas infrayacentes. Algunos de los cuerpos riolíticos masivos presentan una morfología y unas relaciones con el encajante claramente filoniana, mientras que los tramos tobáceos y brechoides pueden alcanzar 70 de potencia. Suprayacentes a los materiales volcánicos y en discordancia erosiva (al menos local) con ellos, aparece un conjunto de materiales detríticos de predominio cuarcítico, que pueden alcanzar 200 m de espesor, que con frecuencia muestran geometrías canalizadas.

A esta unidad también pertenecen los materiales de la "Serie de Valdehierro" que Martín Escorza (1975) atribuyó al tránsito Precámbrico-Cámbrico.

Está constituida por una alternancia de lutitas, grauvacas finas, areniscas, con intercalaciones (que pueden alcanzar los 50 m de potencia) de conglomerados polimícticos (clastos de cuarcita, cuarzo blanco y liditas) de matriz samítica grosera. Presentan estratificación cruzada grosera en sets métricos. Inicialmente esta sucesión fue asimilada por MARTÍN ESCORZA (1975, 1976) a parte las "Capas de Transición" descritas por LOTZE (1958) en los Montes de Toledo occidentales o a la "Serie Superior Conglomerática" descritas por BOUYX (1970) en el Valle de Alcudia, Río Esteras y Tirteafuera.

2.2. ORDOVÍCICO

Los numerosos estudios de que ha sido objeto esa sucesión ha dado lugar a la profusión de nombres locales asignados a las unidades litoestratigáficas.

El ciclo que se inicia con el Ordovícico representa una importante sedimentación en una plataforma siliciclástica, donde se producen variaciones del nivel del mar, que tienen su reflejo en la formación de diversos tramos de predominio ortocuarcítico, areniscoso o pizarroso. Esa plataforma ocupaba una gran extensión que comprendía, prácticamente, todo el sector meridional de la Zona Centroibérica. Tan solo variaciones en el espesor de los tramos litoestratigráficos diferenciables y ciertas peculiaridades locales en cada uno de ellos, son las diferencias que se pueden establecer en las diferentes áreas de este contexto regional.

Según MARTÍN ESCORZA (1975, 1977), en el área de estudio solo se encuentran depósitos del Ordovícico inferior, que abarcarían desde los niveles de la "Formación de Base del Tremadoc" hasta, al menos, las pizarras del Llandeilo. Sin embargo, la cartografía MAGNA de hojas adyacentes (p.e. Piedrabuena) revela que, al menos de forma localizada, la sucesión ordovícica se extiende hasta las Pizarras de Cantera (Caradoc) y posiblemente hasta los Bancos Mixtos (Caradoc terminal-Ashgill inferior).

En la sucesión, que se describirá a continuación, se han reconocido 5 secuencias, 3 de ellas de somerización (PORTERO y DABRIO, 1988) (Fig. 8).

2.2.1. "FORMACIÓN DE BASE" (SERIE PÚRPURA).

Corresponden a la "Formación de Base" definida por BOUYX (1970) en la Sierra de Mestanza. También se la conoce regionalmente con el nombre de Serie Roja Basal (GUTIERREZ MARCO et al., 1990). La "Serie Detrítica de Base" comienza con el denominado "Conglomerado de Base" (TAMAIN, 1972), formado por cantos redondeados-subredondeados, de cuarzo, cuarcitas, y menos frecuentemente cuarzo y

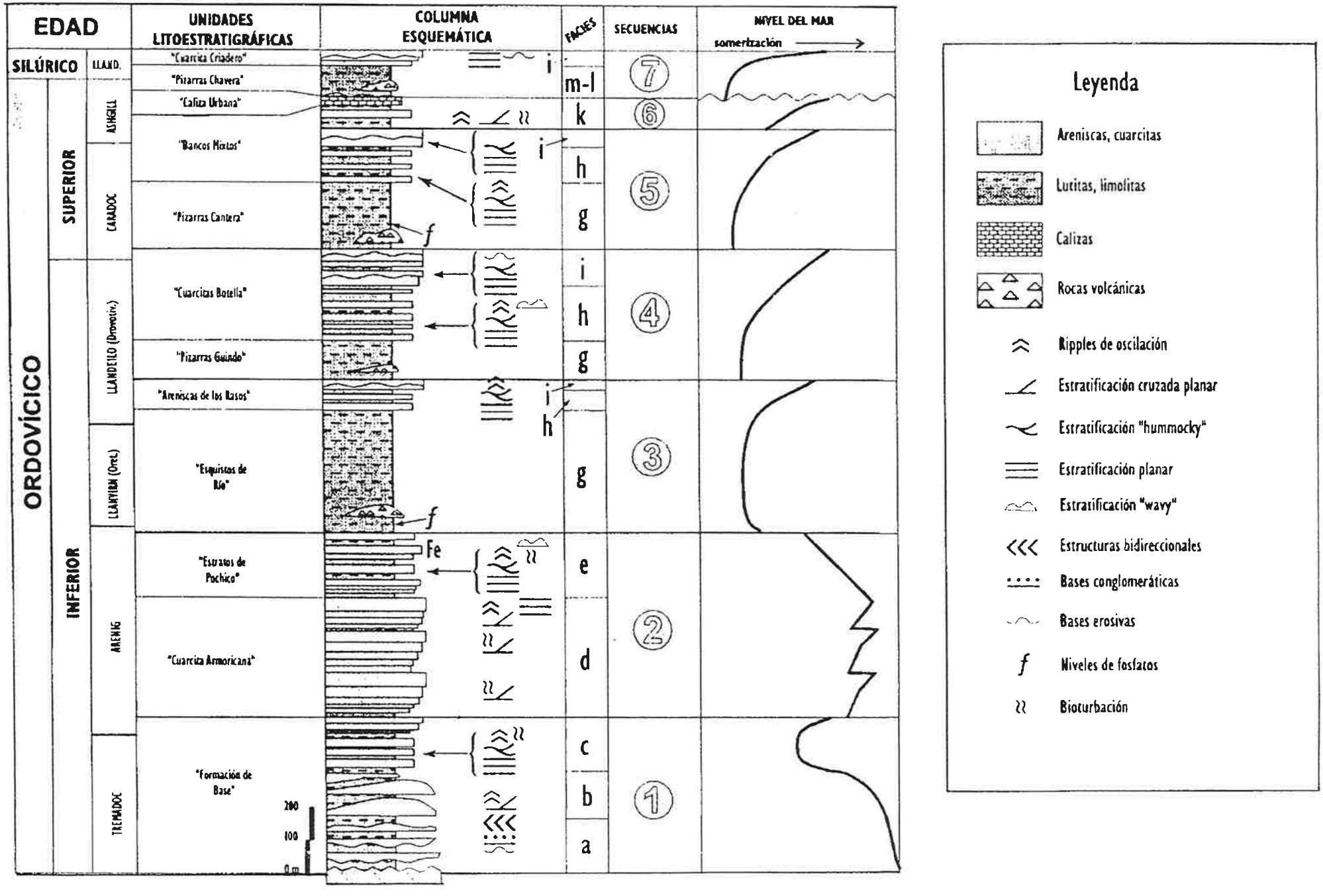


Fig. 8.- Evolución secuencial del Ordovícico-Silúrico en los Montes de Toledo meridionales y Campo de Calatrava (basado en PORTERO y DABRIO, 1988)

liditas. En general, presentan escasa matriz arenosa grosera. El espesor de este conglomerado basal es muy variable, formando bancos de 2-3 m que llegan a constituir paquetes de gran potencia (35 m) como los que se reconocen en Fuente del Fresno. A veces aparecen como lentejones discontinuos. Hacia techo los conglomerados pasan a una alternacia de ortocuarcitas, ortocuarcitas conglomeráticas, microconglomerados y areniscas gruesas con bandas ("acebradas").

Sobre la "Serie Detrítica de Base" se dispone el "Nivel Rojo" (*"Niveau Rouge"* o serie *"Lie de Vin"* de TAMAIN (1972) o Serie Púrpura, así denominada por su marcada coloración rojo-violácea, sobre todo a techo. Es una alternancia de niveles decimétricos de areniscas, limolitas y niveles pizarrosos, con lentejones conglomeráticos intercalados.

Aunque la Serie *"Lie de Vin"* tiene una buena continuidad en el área surcentroibérica , existen grandes variaciones (a veces muy rápidas) de espesor. TAMAIN (1972) lo cifra en unos 200 m al norte de Los Organos de Despeñaperros. En San Lorenzo de Calatrava, en la hoja 1/50.000 de Sta. Elena (19-24), alcanza 300 m. Los mayores espesores son atribuidos por ALIA *et al.*, (1971) quienes estiman un espesor total de 700 m. Las significativas variaciones de potencia de esta unidad litoestratigráfica fueron ya destacadas por BOUYX (1970). En los Montes de Toledo orientales no parece superar pocas decenas de metros de potencia. Sin embargo, en otras áreas próximas (Montes de Toledo meridionales y Campos de Calatrava), el espesor total de la "Formación de Base" parece alcanzar hasta 800 m de potencia (PORTERO y DABRIO, 1988).

La edad de la sucesión ordovícica previa a la Cuarcita Armoricana *s.str.* ha sido muy debatida, y muchos autores refieren el conjunto de la "Formación de Base" al Tremadoc *s.l.* por su infrayacencia con respecto a los materiales del Arenig datado. Sin embargo, hay que considerar que ninguno de los argumentos paleontológicos esgrimidos hasta ahora en la Zona Centroibérica (icnofósiles y raros lingúlidos) es realmente indicativo del Tremadoc y que, por el contrario, la estratigrafía de eventos, la continuidad sedimentaria y las dataciones radiométricas obtenidas en sucesiones comparables del Macizo Armoricano francés, apuntan a que este conjunto previo a la Cuarcita Armoricana correspondería ya al Arenig temprano (BONJOUR *et al.*, 1988; SAN JOSÉ *et al.*, 1992). Los únicos restos

paleontológicos encontrados en la unidad, generalmente *Cruziana furcifera* d'Orbigny y *Skolithos* sp., no aportan mayores precisiones.

Estas unidades basales del Ordovícico han sido estudiadas en las columnas (Fig. 9):

05.- Sierra de la Rabera (H. de Turleque 686)
05.- Castillo de las Guadalerzas (H. de Madridejos 712)
10.- Sierra Cabezuela (H. de Madridejos 712)
01.- Fresno Gordo (H. de V. de los Ojos 737)
07.- Cerro del Basto (H. de V. de los Ojos 737)
03.- Collado de Valdelioso (H. de Malagón 736)
06.- Ayo de Piedralá (H. de Malagón 736)

2.2.2. "CUARCITA ARMORICANA"

Estos materiales conforman los relieves mas abruptos del área de estudio debido a su gran dureza.

Se conoce igualmente como "Cuarcitas de las Altas Sierras" (MALLADA, 1884) o "Cuarcita de Despeñaperros" (RICHTER, 1967).

Se puede subdivididir en tres tramos, según BOUYX (1964) Y TAMAIN (1972), aunque dificilmente representables en la cartografia a escala 1:50.000. El tramo inferior (aprox. 200 m. de potencia) está formado por una alternancia de bancos decimétricos y métricos de ortocuarcitas y areniscas cuarcíticas claras (blancas o gris claro) con finas y escasas intercalaciones pizarrosas. El tramo intermedio (80-100 m. de potencia) está constituido por una alternancia de bancos centi- y decimétricos de ortocuarcitas y areniscas cuarcíticas, y delgados niveles de pizarras limolíticas grises. El tramo superior (aprox. 200 m. de potencia) está formado por bancos métricos y decimétricos de ortocuarcitas masivas blancas o grises, con escasas intercalaciones pizarrosas.

En general, son ortocuarcitas. Los niveles pelíticos intercalados son realmente areniscas muy finas, ricas en micas.

El espesor de la "Cuarcita Armoricana" es considerable,. Así, el espesor de la formación en Despeñaperros se establece en unos 500 m. (TAMAIN, 1972). En el área de los Montes de Toledo meridionales y Campos de Calatrava, se han estimado 300-400 m de potencia (PORTERO Y DABRIO, 1988)

La edad de esta unidad ha sido considerada tradicionalmente como Arenig atendiendo a su posición estratigráfica bajo sucesiones pelíticas muy fosilíferas, y también por el abundante registro paleoicnológico evidenciado en casi todos sus afloramientos (icnofacies de *Cruziana* y *Skolithos*, véase MALLADA, 1884; HERNÁNDEZ-PACHECO Y PUIG DE LA BELLACASA, 1926; TAMAIN, 1972, etc.). Las dataciones micropaleontológicas modernas (quitinozoos) han probado que el depósito de la Cuarcita Armoricana no conlleva una diacronía apreciable en todo el SO de Europa, donde la unidad se ordena siempre en la Biozona de *Eremochitina brevis*, equivalente al Arenig medio (PARIS et al., 1982; PARIS, 1990). Se le asigna una edad Arenig, habiendose encontrado niveles ricos en ichnofauna de *Skolithus* en el tramo inferior y de *Cruziana furcifera* y *Cruziana goldfussi* en el tramo medio.

Ha sido reconocida en las columnas estratigráficas (Fig. 9):

01.- Sierra de Algodor (H. de Turleque 686)
05.- Sierra de la Rabera (H. de Turleque 686)
10.- Sierra Cabezuela (H. de Madridejos 712)
07.- Cerro del Basto (H. de V. De los Ojos 737)
06.- Ayo. De Piedralá (H. de Malagón 736)

2.2.3. "ESTRATOS DE POCHICO" - CAPAS DE MARJALIZA

Esta unidad, denominada también "Capas de Marjaliza" en los Montes de Toledo se dispone en continuidad sedimentaria con la Cuarcita Armoricana infrayacente (su base se situaría sobre el último banco de potencia métrica de la Cuarcita Armoricana).

Es una alternancia de paquetes centimétricos y decimétricos de ortocuarcitas, areniscas y pizarras donde se distinguen dos tramos. El tramo inferior, denominado por TAMAIN (1972) *"Alternances Pochico"* ("Alternancias Pochico"), es una alternancia decimétrica de cuarcitas blancas y grises y areniscas cuarcíticas micáceas, con intercalaciones de pizarras subordinadas. Hacia el techo de la sucesión, en el tramo superior, las cuarcitas desaparecen y se pasa a una alternancia de areniscas micáceas grises y pizarras negras, que por alteración adquieren una tonalidad amarillenta y donde pueden existir niveles fosfatados (*"Grès Jaunes Pochico"* de TAMAIN).

TAMAIN (1972) estima una potencia de 55-60 m. para el tramo inferior y 100-120 m. para el tramo superior, en total 155-180 m. para todo el conjunto. Regionalmente, la potencia de los "Estratos Pochico" presenta variaciones, en los Montes de Toledo meridionales y Campos de Calatrava, se estimaron espesores variando entre 100 y 300 m (PORTERO y DABRIO, 1988).

Desde el punto de vista paleontológico, la unidad contiene abundantes icnofósiles (PÉREZ REGODÓN,1966; BUTENWEG, 1968; POUPON 1971, TAMAIN, 1972, etc). La asociación comprende: *Cruziana furcifera* D'Orbigny, *C. goldfussi* Rouault, *C. rugosa* d'Orbigny, *Rusophycus* isp., *Didymaulichnus rouaulti* (Lebesconte), *Arthrophycus* cf. *harlani* (Hall) y *Daedalus halli* Rouault. Un nivel fosilífero importante es la denominada "lumaquela azul" de lingúlidos y cantos fosfáticos (TAMAIN et al., 1972), que proporcionó: *Ectenoglossa* cf. *lesueuri* Rouault, Obolidae gen et sp. indet. y Bivalvia indet. Dicho horizonte lumaquélico, intercalado en el tercio superior de las Capas Pochico, alcanza gran extensión regional y se correlaciona con niveles de características idénticas, en posición estratigráfica equivalente, distribuidos por todo el suroeste de Europa (EMIG Y GUTIÉRREZ-MARCO, 1997). Los datos paleontológicos conocidos permiten atribuir

el conjunto de la unidad al Arenig, dado que el límite con el Ordovícico Medio ha sido identificado en la parte basal de la formación suprayacente.

Ha sido reconocido en las columnas (fig. 9):

05.- Sierra de la Rabera (H. de Turleque 686)
10.- Sierra Cabezuela (H. de Madridejos 712)
06.- Ayo. De Piedralá (H. de Malagón 736)
07.- Ermita del Trincheto (H. de Malagón 736)

2.2.4. "PIZARRAS RÍO - P. DE NAVATRASIERRA"

Otras denominaciones utilizadas para estos materiales son "Pizarras Correderas" (*"Correderas Schiefer"*, RICHTER, 1967; BUTENWEG, 1968), "Pizarras con Calymene tristani" (*"Calymene tristani Schiefer"*, REDLIN, 1955), "Pizarras de Calymene inferiores" o "Pizarras de Robledo" o "Serie de Zurita (área de estudio).

El tránsito de los "Estratos Pochico" a esta unidad es relativamente rápido, resolviendose en pocas decenas de metros. Las "Pizarras o Esquistos de Río" son una potente sucesión de pizarras negras-grises azuladas, con un color característico gris-verdoso cuando están meteorizadas. Varían desde términos muy lutíticos a limolitas, frecuentemente micáceas, con niveles de nódulos. Con frecuencia, y sobre todo hacia la base del conjunto y el techo del conjunto, aparecen intercalados tramos de predominio cuarcítico formados por alternancias de lechos centi- y decimétricos de cuarcitas grises, en muchas ocasiones, con morfología lenticular, a veces amalgamados; y esquistos limolíticos y lutíticos. En la zona del río Algodor (Hoja de Turleque - 686) la proporción de limolitas arenosas y areniscas, muy micáceas, aumenta, formando cuerpos de potencia métrica.

Intercalados en los materiales pizarrosos aparecen niveles de nódulos piritoso-arenosos y algunas acumulaciones de conchas de braquiópodos. TAMAIN (1972) ha señalado la existencia de niveles sílico-fosfatados.

BUTENWEG (1968) y TAMAIN (1972) pusieron de manifiesto la presencia, en algunos sectores de Sierra Morena, de intercalaciones de rocas volcánicas de composición básica tales como coladas, brechas de explosión y tobas. Estas intercalaciones son subconcordantes con los sedimentos que las encajan, aunque también se encuentran formando diques que cortan a los planos de estratificación.

El espesor es difícil de evaluar debido al fuerte replegamiento que muestra el conjunto aunque se puede admitir un espesor de 350-400 m.

Las "Pizarras del Río" son una de las unidades más fosilíferas y difundidas del Ordovícico centroibérico, con gran número de antecedentes paleontológicos locales (VERNEUIL Y BARRANDE, 1856; MALLADA, 1884; HENKE Y HUNDT, 1926; HABERFELNER, 1931; PÉREZ REGODÓN, 1966; BUTENWEG, 1968; POUPON, 1971; MÉLOU, 1975; GUTIÉRREZ-MARCO, 1986; RÁBANO, 1990; BABIN Y GUTIÉRREZ-MARCO, 1991; etc). Desde el punto de vista cronoestratigráfico, su parte basal se sitúa todavía dentro del Arenig, si bien la mayor parte del espesor de las "Pizarras del Río" corresponde al Oretaniense (Llanvirn temprano). En este sentido, la mitad inferior de la formación contiene numerosos yacimientos de dicha edad, en los que se identifican una asociación característica con graptolitos [*Didymograptus (D.) artus* Elles y Wood, *Expansograptus* sp.], trilobites como *Neseuretus avus* Hammann, *Salterocoryphe sampelayoi* Hammann, *Bathycheilus castilianus* Hammann, *Retamaspis melendezi* Hammann, *Kloucekia drevermanni* Hammann, *Asaphellus toledanus* (Gil), *Ogygimus? forteyi* Rábano, *Nobiliasaphus delessei* (Dufet) y *Ectillaemus giganteus* (Brongniart), ostrácodos [*Gracquina hispanica* (Born), *Klimphores vogelweidei* Vannier], moluscos bivalvos como *Babinka prima* Barrande, *Praemucula costae* (Sharpe), *P. sharpei* Babin y Gutiérrez-Marco, *Redonia deshayesi* Rouault o *Hemiprionodonta lusitanica* (Sharpe), gasterópodos [*Sinuites hispanicus* (Born), *Tropidodiscus* sp.], rostroconchas (*Tolmachovia* sp.), braquiópodos (*Orthambonites* sp.) y placas columnares de pelmatozoos (*Cyclocyclopa*). Por otro lado, los niveles más modernos, próximos al techo de la formación, contienen una asociación paleontológica de probable edad Dobrotiviense inferior, en la cual RÁBANO (1990) cita *Phacopidina micheli* (Tromelin), tambieén se identifican: *Neseuretus* cf. *tristani* (Brongniart), *Colpo-*

coryphe sp., *Reuentalina* cf. *ribeiriana* (Jones), *Calix* cf. *cornuta* Chauvel, *Redonia deshayesi* Rouault y *Lophospira* sp (ITGE, en prensa).

Esta unidad ha sido reconocida en las columnas estratigráficas (Fig. 10).

03.- Zurita (H. de Turleque 686)
04.- Calesonas (H. de Turleque 686)
06.- Ayo. De Piedralá (H. de Malagón 736)

2.2.5. ARENISCAS DE LOS RASOS Y PIZARRAS GUINDO

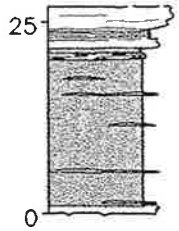
Las "Areniscas de Los Rasos" (GUTIÉRREZ MARCO en RÁBANO, 1980; equivalentes a las "Cuarcitas Inferiores" de TAMAIN, 1972); junto con las "Pizarras Guindo" (HENKE, 1926; equivalentes a los "Esquistos Botella" de TAMAIN, 1972,; o a "las Pizarras de Navalacete") suprayacentes forman las "Alternancias del Caño" (*"El Caño Wechselfolge"*) de RICHTER (1967).

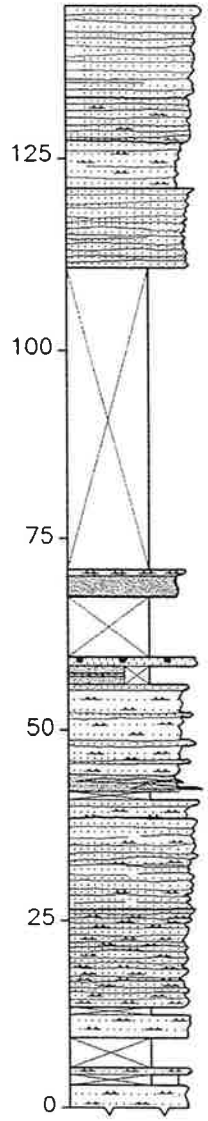
Las "Areniscas de Los Rasos" presentan un contacto transicional con las "Pizarras de Río" infrayacentes. Están formadas por una alternancia de paquetes decimétricos de areniscas blanquecinas, verde-grisáceas o marrones, micáceas, y pizarras limolíticas finamente laminadas. Sobre esta alternancia se dispone con un contacto relativamente neto las "Pizarras Guindo", formadas por pizarras negras, en muchas ocasiones limolíticas y micáceas, con intercalaciones de areniscas finas.

En la zona estudiada por las cuatro hojas del proyecto, solamente afloran en la esquina suroeste de la hoja de Malagón (736), por lo que las descripciones de esta unidad se basan fundamentalmente en las descripciones de la hoja de Piedrabuena (759).

La potencia de las "Areniscas de Los Rasos" en el sector de los Montes de Toledo meridionales y Campos de Calatrava se estima de 100 m. a 50 m. La potencia de las "Pizarras Guindo" se sitúa en torno a 70-50 m.

HOJA DE TURLEQUE (686)

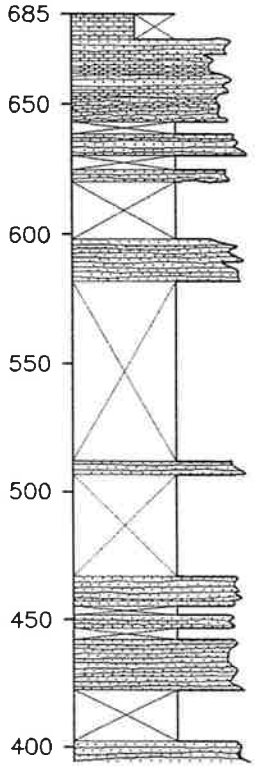


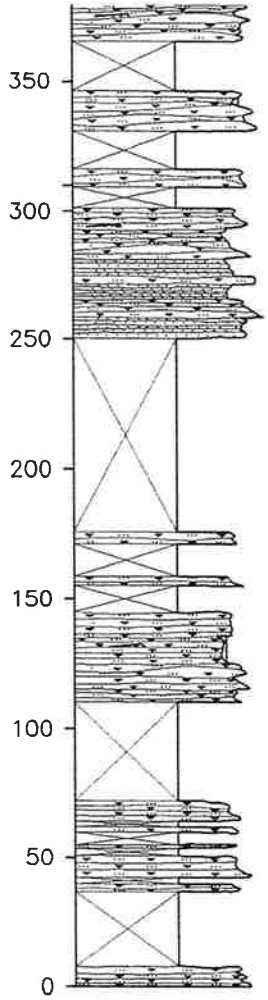


04 – CALESONAS

ESCALA 1:1.000

HOJA DE MALAGÓN (736)





06 – ARROYO DE PIEDRALÁ

ESCALA 1:3.000

03 – ZURITA

ESCALA 1:1.000

FIG. 10.– COLUMNAS DE PIZARRAS RÍO – NAVATRASIERRA

Las "Areniscas de Los Rasos" son pobres en restos fósiles, conteniendo únicamente icnofósiles como *Palaeophycus* isp. y *Cruziana*? isp., o bien raros horizontes lumaquélicos lenticulares con *Cardiolaria beirensis* (Sharpe), *Redonia deshayesi* Rouault, *Praenucula*? sp., *Neseuretus* sp., *Crozonaspis* sp., *Ectillaenus* sp. y *Heterorthina* cf. *morgatensis* Mélou. El conjunto de la unidad se enmarca en el Dobrotiviense inferior (Llandeiliense temprano) como apuntan los datos regionales (BUTENWEG, 1968; POUPON, 1971; TAMAIN, 1972, SAN JOSÉ et al., 1992)

Las "Pizarras Guindo" son siempre muy fosilíferas, destacando sobre todo la presencia de abundantes braquiópodos como *Aegiromena mariana* Drot, *Heterorthina kerfornei* Mélou y *Eorhipidomella musculosa* (Mélou); trilobites [*Neseuretus tristani* (Brongniart) y *Ectillaenus giganteus* (Burmeister), entre otros]; moluscos y equinodermos, citados también por BUTENWEG (1968), POUPON (1971) Y MÉLOU (1973, 1975, 1976). La edad de la unidad comprende regionalmente el límite Dobrotiviense inferior/Dobrotiviense superior, equivalente a un Llandeiliense pleno.

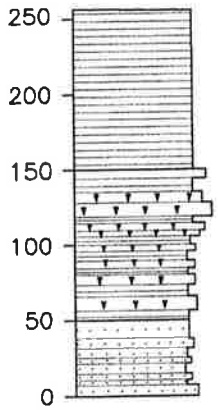
De esta unidad y las siguientes, con escasos afloramientos en el sector estudiado, se utilizará la columna de Porzuna, de la hoja de Piedrabuena (Fig. 11).

2.2.6. "CUARCITAS BOTELLA" ("CUARCITAS DE LA PEÑA DE LA CIERVA").

Se trata de un nivel característico que suele dar resaltes topográficos (aunque no tan acentuados como la "Cuarcita Armoricana"), muy frecuentemente como dos barras cuarcíticas de espesor métrico.

Esta unidad, denominada por TAMAIN (1972) "Cuarcitas Botella", equivale a la "Cuarcita Guindo" de HENKE (1929) y a las "Alternancias y Cuarcitas de Canteras" de ALMELA *et al.*, (1962).

HOJA DE MALAGÓN (736)



08 – PORZUNA

ESCALA 1:5.000

FIG. 11.– COLUMNA DE ARENISCAS DE LOS RASOS

Es un conjunto arenoso-cuarcítico, generalmente formado en la base por un tramo de alternancia de niveles decimétricos de areniscas cuarcíticas de color beige y gris-verdoso, y esquistos limolíticos y lutíticos de color gris-verdoso; y un tramo superior de cuarcitas masivas blancas o gris claro a beige en bancos métricos y decimétricos, a veces con morfología lenticular; que alternan con areniscas arcósicas y areniscas micáceas que parecen hacerse más frecuentes a techo, y escasas intercalaciones lutíticas.

Como la unidad anterior, aflora solamente en la esquina suroeste de la hoja de Malagón (736), por lo que tambien en este casos se utilizarán las descripciones de la hoja de Piedrabuena (759).

TAMAIN (1972) estimó espesores entre 120 y 150 m para esta unidad cuarcítica. En el área de los Montes de Toledo meridionales, se han considerado espesores entre 150 y 300 m.

Las "Cuarcitas Botella" han proporcionado en su parte inferior diversos yacimientos fosilíferos, estudiados por BUTENWEG (1968), POUPON (1971), CARRÉ et al. (1971), MÉLOU (1975), HAMMANN Y HENRY (1978), HAMMANN (1993), RÁBANO (1990), BABIN Y GUTIÉRREZ-MARCO (1991), etc. Los restos corresponden esencialmente a trilobites, braquiópodos y raros moluscos, entre los que se han determinado: *Eohomalonotus brongniarti* (Deslongchamps), *E. vicaryi* (Salter), *E. sdzuyi* Hammann y Henry, *Iberocoryphe verneuili* Hammann, *Iberocoryphe* n. sp. aff. *fugitiva* (Tromelin), *Kerfornella brevicaudata* (Deslongchamps), *Plaesiacomia oehlerti* (Deslongchamps), *Neseuretus henkei* Hammann, *Crozonaspis incerta* (Deslongchamps), *C. armata* Hammann, *Heterorthina kerfornei* Mélou, *Eorhipidomella* cf. *musculosa* (Mélou), *Cardiolaria beirensis* (Sharpe) y *Coxiconchia* cf. *britannica* (Rouault). La edad de esta asociación es claramente Dobrotiviense (aprox.= Llandeiliense), y los datos regionales permiten extender la misma al conjunto de la unidad.

2.2.7. PIZARRAS DE CANTERA

El conjunto de estos materiales equivale a los "Esquistos con Orthis" (*"Orthis Schichten"*) de los autores alemanes (HENKE, 1926; RICHTER, 1967; BUTENWEG, 1968), que están formados por un tramo basal de predominio pizarroso (*"Orthis Schiefer"*) equivalente a las "Pizarras Cantera" de TAMAIN (1972) y un tramo superior formado por limolitas, areniscas y cuarcitas (*"Orthis Wechsellagerung"*) denominado "Bancos Mixtos" por TAMAIN (1972) .

Las "Pizarras Cantera" están formadas por alternancias de pizarras grises, limolitas gris-verdosas y areniscas micáceas finamente laminadas (microritmitas), que hacia techo intercalan niveles centi- y decimétricos de areniscas cuarcíticas de color ocre-verdoso, dando un contacto transicional con los "Bancos Mixtos" suprayacentes. La base de las "Pizarras Cantera" muestran, generalmente, un contacto neto con la "Cuarcita Botella" infrayacente. Se ha citado la presencia de niveles volcánicos (tobas) al SE de El Centenillo, en el límite de la hoja 1/50.000 de La Carolina con la de Santa Elena (RICHTER, 1967) y en el Sinclinal de Almadén (SOLDEVILA, 1983). Otros autores (GUTIERREZ y RABANO, 1987; PARIS, 1981; PORTERO y DABRIO, 1988; PORTERO et al, 1988) describen en el sector de Corral de Calatrava la presencia en el tercio inferior de la unidad de un horizonte microconglomerático con fosfatos y carbonatos oolíticos que se interpreta como un nivel de removilización, el cual representa una laguna estratigráfica intra-Caradoc inferior de poca entidad que abarca el límite Harnagiense-Soudleyense. A partir de esta discontinuidad se inició el ciclo sedimentario regresivo del Ordovícico Superior. En Sierra Morena Oriental la discontinuidad se localizaría en el techo de las "Cuarcitas Botella".

En el sector estudiado apenas aflora en la esquina suroeste de Malagón (736) por lo que en este informe se utilizan las descripciones de la hoja de Piedrabuena (759).

Se estima una potencia variable de 20-25 m a 100 m para las "Pizarras Cantera" en Sierra Morena oriental, y de 200-250 m en el área de Montes de Toledo meridionales y Campos de Calatrava. El espesor de esta formación es difícil de establecer, ya que su límite superior es un tránsito gradual mediante la progresiva intercalación de niveles arenosos. Ade-

más, regionalmente la unidad puede desaparecer lateralmente por aumento de las intercalaciones arenosas, tal como indica PALERO (1991).

Las "Pizarras Cantera" han proporcionado fósiles cuya edad corresponde al Caradoc inferior y medio. Los Bancos Mixtos son una de las unidades más fosilíferas de todo el Ordovícico Centroibérico, especialmente los niveles conocidos como "lumaquelas terminales" situados en su tercio superior (TAMAIN, 1972; GUTIÉRREZ-MARCO Y RÁBANO, 1987; VILLAS, 1995). Los hallazgos dan una asociación de braquiópodos, briozoos y equinodermos de la Biozona de *Svobodaina havliceki*, representativa del intervalo Caradoc terminal-Ashgill inferior.

2.3. TERCIARIO

2.3.1. SERIE OCRE. OLIGOCENO-MIOCENO

Durante la realización de las cartografías de las hojas del Proyecto, se han encontrado en la hoja de Turleque unos afloramientos de materiales detríticos con granulometrías que oscilan desde conglomerados (con cantos subredondeados procedentes del Paleozoico), areniscas arcósicas a limolitas, de tonos ocre y amarillentos. Se han asociado a la "Serie Ocre" de otros sectores de la Cuenca del Tajo, aunque no se tenían evidencias de su existencia en este sector de los Montes de Toledo. Son depósitos continentales de origen lacustre en un medio de escasa profundidad.

Ha sido reconocido en la columna 06-Cantera del Río Algodor de la hoja de Turleque (Fig. 12 y 13).

2.3.2. NEÓGENO DE LA CUENCA DEL TAJO

Los materiales de esta edad existentes en el sector nororiental de los Montes de Toledo, pertenecen a los afloramientos más meridionales de la Cuenca del Tajo. El Neógeno en este sector comprende las tres Megasecuencias sedimentarias del Mioceno reconocidas en

otros sectores de la misma, y con características litológicas similares. También, aunque en menor medida, localmente, pueden estar representadas las correspondientes al Plioceno, aunque con características litológicas propias, y diferenciadas de las definidas en otras zonas próximas como en Ocaña o Colmenar de Oreja.

Estas secuencias sedimentarias representarían la progradación y retraimiento de los sistemas aluviales periféricos, separadas por discontinuidades o rupturas sedimentarias características, como las superficies de paleo-karst, y que reflejan un control esencialmente tectónico en el relleno de la cuenca. CALVO, J.P. et al (1991), relacionan las rupturas entre megasecuencias con las deformaciones alpinas, siendo la **Deformación Altomira** la causante de la U. Inferior durante el Ageniense, la **Deformación Neocastellana** la causante de la U. Intermedia durante el Aragoniense medio, y la **Deformación Torrelaguna** la causante de la U. Superior durante el Vallesiense.

Durante las dos primeras (U. Inferior y U. Intermedia) la cuenca tuvo un funcionamiento endorreico con sistemas lacustres evaporíticos en su centro, orlados por sistemas de abanicos aluviales en los bordes de cuenca. Durante la tercera (U. Superior) la cuenca cambia a un regimen fluviolacustre representado por facies detríticas y carbonáticas (RODRIGUEZ ARANDA, J.P. et al 1996).

UNIDAD INFERIOR

Los materiales de la U. Inferior se presentan, bien mediante discordancia sobre las rocas que constituyen los bordes de la cuenca, bien mediante contacto mecánico con ellas, situaciones que no son fácilmente reconocibles y diferenciables, en ocasiones, por el tipo de sedimentos que la forman.

Las facies que constituyen esta unidad presentan una distribución que se corresponde con la evolución de los sistemas de abanicos aluviales asociados a los margenes de la cuenca, representadas por **facies conglomeráticas y areniscosas groseras**, que cambian lateralmente a **facies predominantemente lutíticas** y finalmente a **facies evaporíticas** en las áreas centrales de la cuenca, con todos los términos intermedios entre ellas.

Así, los materiales detríticos de los bordes evolucionan hacia el centro de la cuenca a unidades arcillosas masivas, en facies de **mud flat**, que progresivamente se van cargando de tramos evaporíticos, hasta ser estos dominantes en el centro del lago, donde pueden llegar a contener niveles de sales solubles (anhidritas), con paragénesis compleja: halita, glauberita, thenardita, polihalita, magnesita, etc. siendo las dos primeras junto con la ahidrita, las que constituyen el mayor porcentaje de las capas que se repiten rítmicamente y entre las que se intercalan con frecuencia niveles lutíticos y siliciclásticos, que representan cuñas detríticas más penetrativas hacia el interior de la cuenca.

Los análisis mineralógicos de las arcillas de esta unidad inferior dan a los filosilicatos como componentes mayoritarios, siendo el mineral de la arcilla dominante la ilita, seguido de la esmectita (CASTAÑO, R.M. et al 1991).

Las facies yesíferas han sido generadas en una cuenca continental endorreica de carácter árido-semiárido (CALVO, J.P. et al 1989), siendo sus tipos más representativos (entre los primarios) los yesos micro y mesolenticulares unimodales, mesolenticulares bimodales, seleníticos, lenticulares-hemipiramidales intrasedimentarios y yesos detríticos (RODRIGUEZ-ARANDA, J.P. et al 1992). A techo de las facies yesíferas de esta unidad y asociadas a rupturas sedimentarias importantes, son frecuentes los paleo-karst que afectan esencialmente a facies sindeposicionales lacustres de yeso lenticular unimodal y bimodal y a facies palustres de yeso anhedral, y que se ponen de manifiesto por superficies de disolucion irregulares, entre las que caben destacar pequeñas dolinas, formas acanaladas, grietas y estructuras de colapso, asi como huellas de bioturbación por raices (RODRIGUEZ-ARANDA, J.P. et al 1996).

La edad de la U. Inferior es Ageniense-Aragoniense inferior (MN-2 y 3 de MEIN). Ha sido datada con los yacimientos Pradillo y SGOP. Desde el punto de vista sedimentológico se han interpretado dentro de un complejo sedimentario de llanura lutítica-lago salino.

UNIDAD INTERMEDIA

El límite inferior de esta secuencia queda definido regionalmente por una discontinuidad o ruptura sedimentaria que se pone de manifiesto, según el punto de la cuenca considerado, bien mediante discordancia erosiva (Fase Neocastellana), bien mediante un cambio brusco en las características litológicas o geoquímicas de los sedimentos (entradas de detríticos en la cuenca, cambio brusco en el régimen de sedimentación de sulfatos, desarrollo de paleo-karst, etc.).

Los materiales que constituyen esta unidad en la zona de estudio son similares a los descritos en la U. Inferior y reflejan un sistema de depósito de carácter endorreico, controlado por la evolución tectónica de los bordes de la cuenca durante el Aragoniense y el Vallesiense inferior. Estan representados por conglomerados y arenas a veces con granulometría gruesa (microconglomerados) de aspecto masivo a disposición tabular, que corresponden a depósitos de abanicos aluviales progradantes hacia el centro de la cuenca, pasando por facies lutíticas (con esmectitas y sepiolitas) y niveles carbonatados, en ocasiones con sílex, correspondientes a ambientes lacustres someros y palustres. Como en la Unidad inferior tienen tonalidades rojizas.

Hacia el techo de la secuencia predomina la sedimentación de carácter evaporítico, dando lugar a depósitos de yesos masivos que alternan con gipsarenitas y arcillas de tonos verdosos. En otros puntos de la Cuenca la Unidad Intermedia culminó con niveles carbonatados con sílex, dando lugar a superficies estructurales muy característicos en la zona.

Para CAÑAVERAS et al (1991), desde el punto de vista tectosedimentario, pueden diferenciarse dentro de la U. Intermedia dos secuencias separadas por una ruptura de edad infra-Aragoniense superior (ANTUNES et al 1987). La primera de ellas es de carácter negativo y representa la progradación de las facies marginales hacia el interior de la cuenca provocando la retracción de la llanura lutítica salina. La segunda, de caracter contrario, representa la expansión del sistema lacustre sobre la llanura lutítica, acompañada de un endulzamiento del agua. El techo de la segunda secuencia se caracteriza por un predomi-

nio de carbonatos de agua dulce, estableciéndose un sistema lacustre carbonatado que se corresponde con la somerización y máxima expansión de los sistemas lacustres-palustres. Separando estas litofacies de las de la U. Superior, existe una ruptura sedimentaria que viene marcada por la presencia de depósitos fluviales (Red Fluvial Intramiocena). En los niveles carbonatados anteriormente citados, CALVO et al (1980) localiza la presencia de procesos kársticos en los sectores centroorientales de la cuenca, representados por dolinas de escasa entidad, como consecuencia de la escasa potencia de los bancos de caliza (karst tabular), rellenas por depósitos brechoides de colapso. Para este autor, la presencia de estos fenómenos a techo de la U. Intermedia revela datos interesantes desde un punto de vista paleogeográfico, como es la emersión del area en este periodo.

Las **facies lutíticas,** que tan bien representadas se encuentran en la U. Intermedia, corresponden a arcillas magnésicas que se asocian a episodios de transición entre facies aluviales y lacustres marginales. Estas arcillas se pueden agrupar en dos tipos, las denominadas fibrosas (sepiolita y paligorskita) y las bentoníticas constituidas por esmectitas, de las que se han caracterizado según POZO, M. et al (1991) yacimientos saponíticos y estevensíticos, interestratificados con kerolita (lutitas rosas). En el sector de Yuncos (Toledo) se presenta un tercer tipo de bentonitas en facies de lutitas marrón-amarillentas asociadas a materiales arcósicos. Localmente destacan los niveles de arcillas rosadas a techo de arcillas verdes saponíticas (mud flat), que se interpretan como secuencias paleoedáficas.

MORENO, A. et al (1987) estudian la génesis de los niveles silíceos intercalados entre los materiales lutíticos de la U. Intermedia, en afloramientos próximos a La Sagra (Toledo), clasificándolos como silcretas que se pueden presentar con aspectos noduloso, bandeado o masivo.

En cuanto a las **facies yesíferas** de la U. Intermedia, estas se han generado dentro del contexto de una cuenca continental endorreica de carácter árido-semiárido (CALVO, J.P. et al 1989), siendo el resultado de la acción de procesos sedimentarios diagenéticos.

En cuanto al estudio de las **facies carbonatadas** lacustres presentan una gran diversidad tanto por las distintas características en cada punto geográfico, como por los criterios y enfoques propio de cada autor. Constituyen los materiales conocidos como Formación Blanca. ALONSO ZARZA, A.M. (1992) realiza un trabajo sobre el origen de las facies

granulares, así como de su significado genético. Estas, aparecen constituidas por granos micríticos con cemento esparítico.

Para CALVO, J.P. et al (1991) los carbonatos muestran variaciones desde propias de un régimen fuertemente evaporítico a medios de agua dulce. Los procesos vadosos y edáficos enmascara parcialmente la tendencia general de endulzamiento progresivo de las aguas.

En CALVO, J.P. et al (1988), estudian los niveles diatomíticos de la parte superior de la U. Intermedia en el sector occidental de la Cuenca de Madrid. Estos niveles oscilan desde diatomitas casi puras a calizas y margas con un contenido variable en diatomeas, depositados en un ambiente lacustre somero, caracterizado por unas condiciones de salinidad moderada y alcalinidad variable, como atestiguan la mineralogia de los depósitos y las asociaciones de diatomeas que encuentran y clasifican.

En cuanto a la edad, la U. Intermedia está comprendida entre el Aragoniense medio (zonas MN 4-5) y el Vallesiense superior (zona MN-10), conteniendo la mayor parte de los yacimientos de micro y macrovertebrados hallados en la cuenca (área de Madrid). S. Isidro. Pte. de Toledo, Hidroelectrica,Traperos, Yuncos, Moratines, Yuncliyos, Henares-1 y 2, Torrijos, O'donell, Guadarrama, Pte. Vallecas, Ayo. Abriñigal, Colmenar Viejo, Paracuellos 3 y 5, Chiloeches, Torija.

UNIDAD SUPERIOR

Los afloramientos de materiales correspondientes a la U. Superior, corresponden en gran parte a pequeños retazos de materiales detríticos adosados a los relieves de las Sierras. No obstante, haremos en este capítulo una descripción somera de los sedimentos de esta unidad en áreas próximas, como en la Mesa de Ocaña donde la serie se encuentra bien representada, constituyendo el "Complejo Fluviolacustre Terminal" de MEGIAS et al (1983), ALONSO ZARZA et al (1989) y CALVO et al (1990).

El límite inferior que la separa de la U. Intermedia viene marcado por una discordancia erosiva (CAPOTE y CARRO 1968) que implica también un cambio brusco en el regimen de sedimentación (Fase Torrelaguna). El límite superior está representado, asimismo, por otra discordancia de caracter erosivo (Fase Iberomanchega).

Sobre la primera se dispone una serie detrítica de naturaleza diversa, conglomerados, areniscas arcósicas y lutitas arenosas, que constituyen la **unidad detrítica del Páramo** "Red fluvial intramocena" de CAPOTE y CARRO (1968).

Encima se sitúa una serie carbonatada de origen lacustre/palustre que forman la **unidad de calizas del Paramo**, relacionada con la anterior mediante cambios laterales de facies. La componen tipos litológicos variados, desde micritas o biomicritas, hasta calizas tobáceas, que se disponen en bancos de aspecto masivo y fuertemente karstificadas. La superposición, en algunas áreas de la cuenca, de esta unidad carbonatada superior con otras facies carbonatadas, bien de la Unidad Intermedia (Formación Blanca) o de edad Plioceno, ha motivado que en ocasiones se hayan englobado bajo el término de "caliza de los Páramos".

GARCIA DEL CURA, M.A. et al (1991) analizan las secuencias visibles en los carbonatos biogénicos de la Unidad Superior, encontrando procesos de paso de un sistema fluvial con detríticos tobaceos, canales oncolíticos y colonizaciones con tallos cruzados, formas estromatolíticas y degradaciones por emersión a lagunas.

La edad de la U. Superior se extiende desde el Vallesiense superior al Turoliense (MN-10 a 13) datada con los yacimientos de El Viso, Valfermoso, C. San Galindo y Algora.

PLIOCENO

En zonas próximas (Mesa de Ocaña) los materiales pliocenos se apoyan sobre el tramo carbonatado de la U. Superior, mediante una discordancia erosiva. En la base estan constituidos por una serie detrítica rojiza de conglomerados, areniscas y arcillas limosas y a techo por niveles carbonatados, en ocasiones biogénicas (oncoides y estromatolitos) para terminar con costras laminares bandeadas (calcretas biogénicas). Ambas unidades han sido denominadas "Series rojas" y "Costras laminares bandeadas y multiactivadas" por PEREZ GONZALEZ, A. (1982).

Corresponden estos depósitos a sedimentos mixtos de origen fluvial con extensas llanuras de inundación, con un desarrollo importante de calcretras poco maduras. La evolución de este complejo fluvial debió producirse bajo clima húmedo y cálido (ORDOÑEZ et al,

1982), que favorecerían la karstificación de las calizas del Páramo infrayacentes. A su vez, la calcreta, a techo de la unidad pliocena, aparece viselada por una superficie de aplanamiento sobre la que se disponen limos y lutitas de edad cuaternaria.

Para GARCIA DEL CURA, M.A. et al (1991) lo más significativo de esta unidad de carbonatos biogénicos fluviales es, por un lado, las implicaciones paleoambientales que reflejan un clima semejante al actual, y por otro su implicación, con una ruptura del endorreismo de la cuenca hasta este momento.

Del Neógeno de la Cuenca del Tajo solamente se dispone de la columna 01.- El Toro de la hoja de Madridejos (Figura 12 y 13).

2.3.3. NEÓGENO DE LA CUENCA MANCHEGA

Dentro del Neógeno de la Cuenca Manchega en el sector donde se inscribe el área de estudio se distinguen dos grandes unidades (PÉREZ GONZÁLEZ, 1981, ITGE, 1988a y b):

- **Unidad inferior:** Está formada por materiales terrígenos de génesis aluvial que pasan a techo a depósitos de calizas lacustres.

  La parte inferior terrígena de la unidad consiste en conglomerados y areniscas con cemento ferruginoso y fangos variolados. Se estima una potencia entre 20-30 m. Los conglomerados y areniscas se presentan en paquetes que alcanzan 1,5 m de potencia. Los clastos suelen tener tamaño grava, son poligénicos (cuarcita, pizarra y cuarzo), y presentan, al igual que las areniscas un cemento ferruginoso. Los fangos presentan tonos, blanquecinos y pardos, contienen arena y grava dispersa.

  Las gravas y arenas forman cuerpos de relleno de geometría canalizada, con alta relación anchura-profundidad. Con frecuencia, se observan *scours* en la base de esas barras. Los fangos contienen arena y grava y son *mud supported*, reconociendose ritmos decimétricos granocrecientes. Se interpretan como depósitos de transporte en masa en zona próximales de abanicos aluviales con incisión eventual de canales. Hacia

techo son frecuentes los niveles edafizados y las intercalaciones de fangos carbonatados que señalan la transición al tramo margo-calcáreo suprayacente.

El conjunto se interpreta como facies distales de abanicos aluviales en las que se instalaban cauces anastomosados, evolucionando en la vertical a facies palustres y fluviolacustres del tramo superior de la unidad. Se ha estimado un espesor máximo de 70 m en la Subcuenca de Alcolea para este tramo, donde se distinguen microfacies de dolomicritas, intradolomicritas, intrabiodolomicitas y biomicritas; ocaionalmente, también se identifican calizas estromatolíticas con o sin pisolitos y dismicritas de facies lacustre. Son muy frecuentes los niveles edafizados por procesos diagenéticos edáficos.

Esta unidad es azoica. Se estima una edad Ruciniense-Villafranquiense inferior y medio basal (ITGE, 1988 ay b; 1989)

- **Unidad superior:** También está formada por materiales terrígenos de génesis aluvial que pasan lateralmente a depósitos de calizas lacustres. Estos últimos, se hallan formados por calizas margosas y margas en la base que pasan a calizas con intercalaciones de margas y calizas arenosas en la parte superior.

Presentan microfacies de dismicritas con Ostrácodos, algas; *gravels*dismicritas con abundantes *gravels* y pisolitos algacéos; calizas estromatolíticas, biomicritas, intrabiodolomicritas y dolomicritas.

El ambiente de sedimentación se interpreta como palustre-lacustre con aportes detríticos esporádicos de áreas con materiales aflorantes paleozoicos o volcánicos.

A unos 15-20 metros de la base se halla el yacimiento de Las Higueruelas, cuya edad es Villafranquiense inferior (zona 16a) (ALBERDI et al., 1984).

El yacimiento de Valverde de Calatrava II (también situado en la Hoja a escala - 1:50000 de Ciudad Real) da una edad de Villafranquiense Medio (ITGE, 1988; 1989).

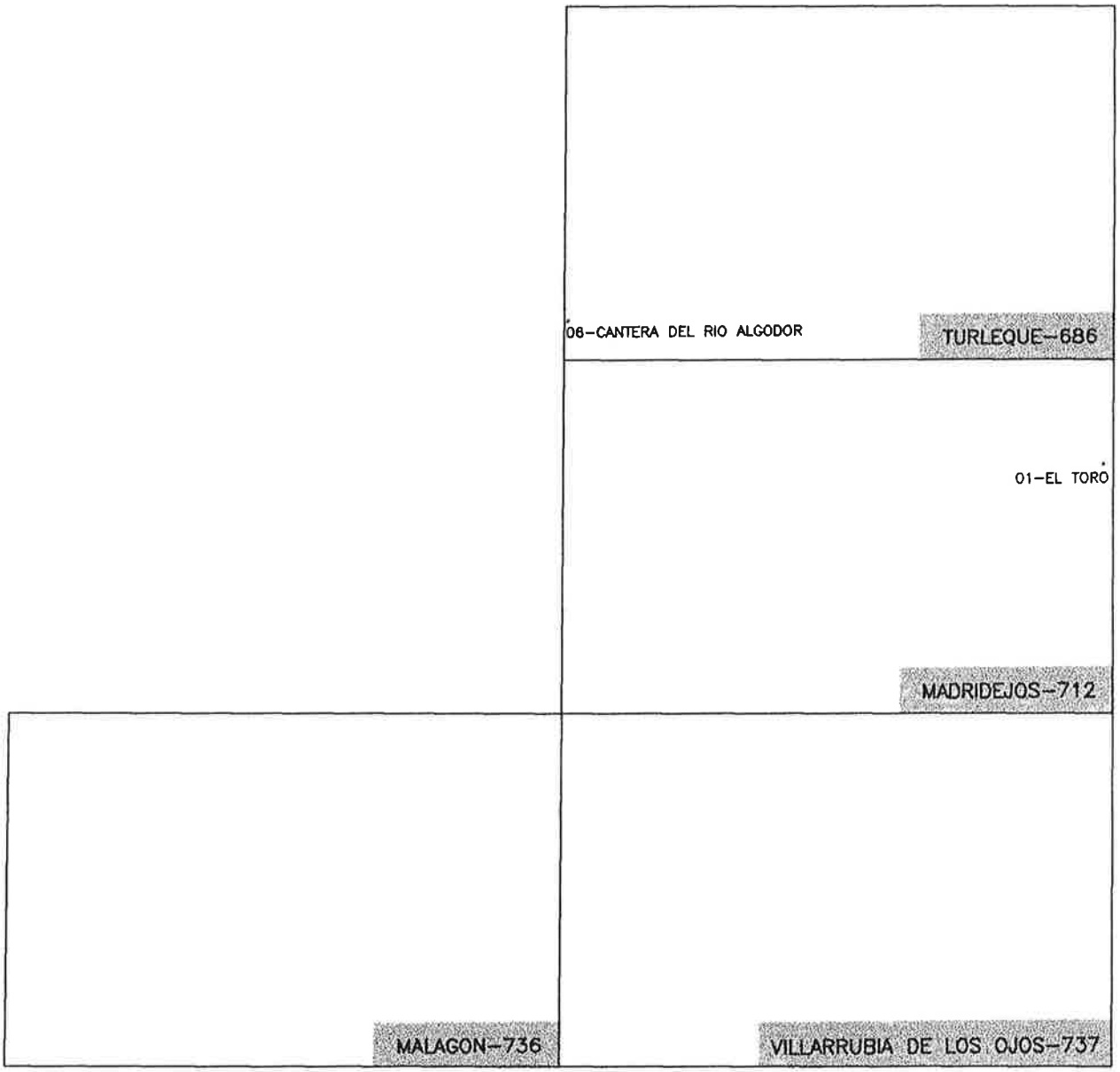
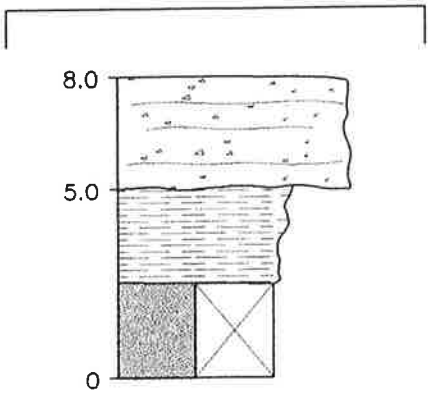


FIG. 12.- ESQUEMA DE SITUACIÓN DE COLUMNAS DEL TERCIARIO

ESCALA 1:350.000

HOJA DE MADRIDEJOS (712)

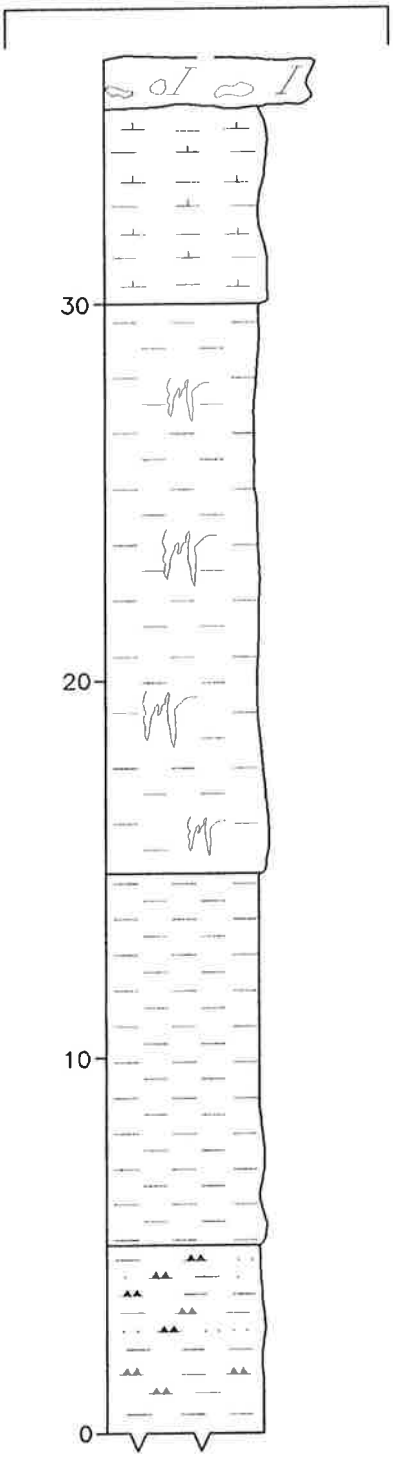


B

01 – EL TORO

ESCALA 1:200

HOJA DE TURLEQUE (686)



A

06 – CANTERA DEL RÍO ALGODOR

ESCALA 1:200

FIG. 13.– A) COLUMNA DE LA SERIE OCRE
B) COLUMNA DEL NEÓGENO DE LA CUENCA DEL TAJO

3. DESCRIPCION DE FACIES. INTERPRETACION SEDIMENTOLOGICA

3.1. FACIES ARENOSAS Y CONGLOMERÁTICAS (A)

Están constituidas por areniscas de grano medio a grueso, microconglomerados y conglomerados de textura **clast-supported**, en los que dominan los cantos de cuarzo y cuarcita. Estos materiales se disponen en capas de potencia métrica (1-3 m) que en ocasiones presentan bases erosivas, y se organizan en secuencias positivas. Con frecuencia el aspecto es masivo, y cuando presentan estructuras internas, son las estratificaciones cruzadas de gran escala las más frecuentes, así como la laminación paralela de alta energía. En ocasiones las estratificaciones cruzadas presentan bipolaridad, aunque las estratificaciones cruzadas **herringbone** observadas son dudosas. A techo de los bancos suelen encontrarse **ripples** de oscilación.

Estos tramos conglomeráticos pueden corresponder al encajamiento de cañones submarinos en la plataforma, a causa de una bajada del nivel del mar, con intervención de las corrientes de mareas.

Este tipo de facies (A) se encuentran en las siguientes:

- En la base de la **Serie Púrpura**
- Localmente en la **Cuarcita Armoricana**

3.2. FACIES ARENOSAS CON INTERCALACIONES PELÍTICAS (B)

Están constituídas por areniscas de grano medio a fino, estratificadas en capas desde 30 cm a 1 m y con intercalaciones pizarrosas de potencia variable, existiendo todos los terminos intermedios entre los cuerpos con estratificación cruzada **hummocky** amalgamados y las facies arenosas del grupo de las turbiditas, con las que estan relacionadas lateralmente, en tránsito gradual. Estos materiales estan organizados en secuencias positivas, en las que en el término arenoso presenta estructuras internas de laminación paralela de alta energía, que en ocasiones puede faltar en algunos cuerpos arenosos, estratificaciones cruzadas, y entre ellas frecuentes

hummocky, laminaciones onduladas, con los techos de los bancos ondulados por **megaripples** de oscilacion, sobre los que se sobreimponen, por lo general, **ripples** de oleaje. Las capas son irregulares por adaptacion a la infrayacente. En los tramos pelíticos del techo de las secuencias son frecuentes la presencia de **wave ripples** y estratificacion **wavy** en los niveles arenosos a la vez que la bioturbación es relativamente intensa.

Se interpretan como depositos de plataforma marina somera afectada por oleajes de tempestad (tempestitas o tormentitas).

El tipo de facies (B) son representativas de las siguientes unidades:

- Areniscas del Azorejo
- Algunos tramos de las Alternancias de Urda y Formación Cortijos
- Capas de Pochico.
- Areniscas de los Rasos

3.3. FACIES ARENOSO-PELITICAS DEL GRUPO DE LAS TURBIDITAS (C)

Estas facies estan constituidas por una alternancia de cuerpos arenosos y pelíticos en un porcentaje proximo al 50%, en capas de aspecto tabular, cuya potencia media oscila entre 15 y 40 cm. Las areniscas son de grano medio a fino y muy fino. En el interior de los cuerpos arenosos las estructuras mas frecuentes son las laminaciones paralelas y de ripples y estratificación **flaser**, mientras que intercalados en las pelitas, por lo general bioturbadas, se encuentran cuerpos arenosos con estratificación lenticular. Ocasionalmente, intercalados en la serie se encuentran capas arenosas de mayor potencia con estructuras **hummocky**.

Se interpretan como materiales resedimentados en la parte más proximal de la plataforma externa, por debajo del nivel de base del oleaje de tormentas, como consecuencia de las corrientes de densidad originadas por ellas.

El tipo de facies (C) son representativas en las siguientes unidades:

- Algunos tramos de las Alternancias de Urda.
- Los tramos superiores del Complejo Valcano Sedimentario.
- En la parte inferior de Areniscas de los Rasos.

3.4. FACIES PELÍTICAS (D)

Están constituídas por pizarras, por lo general con aspecto masivo, en las que se intercalan niveles centimétricos de limolitas y areniscas de grano muy fino, que constituyen capas lenticulares aisladas o bien capas continuas por amalgamiento de ripples.

Se interpretan como depositos de la plataforma externa, lo suficientemente profundas como para quedar por debajo del nivel de base del oleaje de tempestad. En algunos casos pueden representar sedimentos de mar abierto (plataforma externa a talud).

Este tipo de facies es representativa de las siguientes unidades:

- Pizarras de Rio.

3.5. FACIES CARBONATADAS (E)

Los tramos carbonatados solamente se encuentran en las Calizas de Urda-Navalucillos del Cámbrico inferior (Marianiense). Se han reconocido con detalle con facies distintas:

Por una parte en bancos gruesos masivos, en los que se observan laminaciones estromatolíticas y domos estromatolíticos y por otro lado aparecen dolomías amarillentas tableadas con laminación interna de ripples.

3.6. FACIES VULCANO-SEDIMENTARIAS (F)

Este grupo de facies se encuentran asociados a las facies (C) y (D) descritas en los apartados anteriores, donde forman cuerpos intercalados en la masa pizarrosa y que corresponden a actividades volcánicas coetaneas con la de los sedimentos con los que se relaciona. Estos materiales presentan escasas estructuras sedimentarias y relacionadas con las que presentan los materiales en los que se incluyen.